

**Das Jungmoränenland südlich von Berlin –
Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung
zwischen Unterspreewald und Nuthe**

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades
Dr. rer. nat.
im Fach Geographie

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II
der Humboldt-Universität zu Berlin

von
Diplom-Geograph Olaf Juschus
geb. 07.12.1968 in Salzwedel

Präsident der Humboldt-Universität zu Berlin
Prof. Dr. Jürgen Mlynek

Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II
Prof. Dr. sc. nat. Bodo Krause

Gutachter/ Gutachterin
1. Prof. Dr. B. Nitz
2. Prof. Dr. O. Baume
3. Prof. Dr. J. Szupryczyński

Tag der mündlichen Prüfung: 04.05.2001

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	1
Zusammenfassung (deutsch)	3
Abstract (englisch)	4
1 Einführung	5
1.1 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes	5
1.2 Die Gliederung des Untersuchungsgebietes	6
1.3 Schwerpunkte der Arbeit	8
1.4 Verwendung wichtiger Fachbegriffe/Zeitskalen	8
1.4.1 Urstromtäler und urstromtalartige Schmelzwasserabflussbahnen	8
1.4.2 Quartäre Platten	9
1.4.3 Glaziale Rinnen	10
1.4.4 Glaziale und glazifluviale Formen und Sedimente	11
1.4.5 Verwendete Zeitskalen	12
1.4.6 Abkürzungen	13
2 Kenntnisstand	14
2.1 Forschungen zur Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse im Baruther und zwischen Baruther und Berliner Urstromtal	14
2.2 Kenntnisstand zum südlichsten Vordringen des weichselzeitlichen Inlandeises und zum Verlauf der Brandenburger Eisrandlage	20
2.3 Forschungen zur Genese und zum geologischen Aufbau der Platten im Arbeitsgebiet	23
2.4 Kenntnisstand zur spätglazialen und holozänen Gewässernetz- und Landschaftsentwicklung im Jungmoränenland südlich Berlins	25
3 Arbeitsmethoden	29
3.1 Kartenarbeit	29
3.2 Verwendung von Luftbildern	29
3.3 Geländearbeiten	29
3.3.1 Peilungen und Bohrungen	29
3.3.2 Schürfe und Aufschlüsse	30
3.3.3 Messungen an Sedimenten	30
3.3.4 Vermessungsarbeiten	30
3.4 Laborarbeiten	31
3.4.1 Laborarbeiten außerhalb des Geographischen Institutes	31
3.4.2 Glühverlustbestimmung	31
3.4.3 Karbonatbestimmung	32
3.4.4 Korngrößenanalysen	32
3.4.5 Geschiebeanalysen	32
3.4.6 Zählung windgeschliffener Geschiebe	33
3.5 Rechnergestützte Arbeiten	34
4 Forschungsergebnisse	35
4.1 Untersuchungen zur maximalen Ausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises	35
4.1.1 Hohlformen im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde	35
4.1.1.1 Der Stülper See	37
4.1.2 Zur Genese der Hohlformen im Urstromtal	41

4.1.3	Untersuchungen zum Altmoränencharakter des Niederen Flämings	42
4.1.3.1	Morphologische Untersuchungen auf dem Niederen Fläming	42
4.1.3.2	Geologische Untersuchungen auf dem Niederen Fläming	43
4.1.4	Der Flämingnordrand zwischen Baruth und Luckenwalde	48
4.1.5	Spuren des Weichselmaximalvorstoßes zwischen Lübben und Baruth	52
4.1.6	Zusammenfassung zum Weichselmaximalvorstoß	55
4.2	Der Verlauf der Brandenburger Eisrandlage zwischen Lübben und Luckenwalde	57
4.2.1	Die Eisrandlage im Bereich der Luckenwalder und Kummersdorfer Platte	57
4.2.2	Der Fernneuendorfer Sander östlich von Sperenberg	59
4.2.3	Die Brandenburger Eisrandlage im Bereich der Teupitzer Platten	61
4.2.4	Die Eisrandlage im Oderiner Becken und auf der Krausnicker Platte	64
4.2.5	Die Brandenburger Eisrandlage im Gebiet des Unterspreewaldes	68
4.2.6	Zusammenfassung zur Brandenburger Eisrandlage	68
4.3	Zur Entwicklung der Urstromtalungen im Jungmoränenland südlich von Berlin	70
4.3.1	Das Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Luckenwalde	70
4.3.2	Die Höhenverhältnisse im Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Luckenwalde	70
4.3.2.1	Die höheren Abflussflächen im Baruther Urstromtal	71
4.3.2.2	Die tieferen Abflussflächen im Baruther Urstromtal	72
4.3.2.3	Die Höhenverhältnisse im Baruther Urstromtal um Lübben	75
4.3.3	Die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Lübben und Luckenwalde	76
4.3.3.1	Der Älteste Baruther Urstrom	76
4.3.3.2	Der Ältere Baruther Urstrom	77
4.3.3.3	Der Jüngere Baruther Urstrom	78
4.3.3.4	Der Jüngste Baruther Urstrom	80
4.3.3.5	Die Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse um Lübben – Das Trockenfallen des Baruther Abschnittes	81
4.3.4	Die Entwicklung der Schmelzwasserabflussbahnen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal	82
4.3.4.1	Einführung	82
4.3.4.2	Die Abflussphase in Richtung Beelitz	84
4.3.4.3	Die Abflussphase in Richtung Potsdam	85
4.3.4.4	Der Abfluss vom Unterspreewald in Richtung Berlin	87
4.3.4.5	Gemeinsamkeiten der Abflussbahnen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal	87
4.3.5	Der Aufschluss im Baruther Urstromtal entlang der Erdgastrasse	88
4.3.5.1	Der Kontakt Baruther Urstromtal – Fläming bei Klein Ziescht	92
4.3.6	Zusammenfassung der Forschungsergebnisse zur Entwicklung der Urstromtalungen im Jungmoränenland südlich Berlins	95
4.4	Die Oberflächenformen der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins	98
4.4.1	Einführung	98
4.4.2	Die Platten im Bereich der Brandenburger Eisrandlage	99
4.4.2.1	Das Neuendorfer Becken	99
4.4.2.2	Das Eisstaubecken von Zesch am See	103
4.4.3	Die Oberflächenformen der Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage	114

4.5	Der geologische Bau der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins	116
4.5.1	Aufschlüsse in saalezeitlichen Sedimenten	116
4.5.2	Aufschlussprofile mit geringmächtigen weichselzeitlichen Sedimenten	117
4.5.3	Aufschlussprofile mit mächtigeren weichselzeitlichen Sedimenten	119
4.5.4	Gemeinsamkeiten im geologischen Bau der Platten	119
4.5.5	Auswertung der Geschiebeanalysen	121
4.5.5.1	Einführung	121
4.5.5.2	Die Geschiebespektren des unteren Geschiebemergels	123
4.5.5.3	Auswertung der Proben aus dem oberen Till	129
4.5.6	Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur Entstehung der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins	133
4.6	Glaziale Rinnen im Jungmoränenland südlich Berlins	134
4.6.1	Zur Genese der Glazialen Rinnen im Arbeitsgebiet	134
4.6.1.1	Breitrinnen	136
4.6.1.2	Schmalrinnen	138
4.6.2	Zusammenfassung	139
4.7	Untersuchungen zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung des Gewässernetzes im Jungmoränenland südlich Berlins	139
4.7.1	Einleitung	139
4.7.2	Der Töpchiner See	140
4.7.2.1	Beschreibung des Seebeckens	140
4.7.2.2	Das Pollendiagramm der Bohrung TÖP K1	143
4.7.3	Zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung der Spree im Unterspreewald	145
4.7.3.1	Einleitung	145
4.7.3.2	Die <i>braided river</i> -Strukturen der Landgraben-Ursprees	147
4.7.3.3	Die Pretschener Ursprees	152
4.7.3.4	Der Großmäander am Köthener See	155
4.7.3.5	Die Lubolz-Krausnicker Ursprees	159
4.7.3.6	Zur Ursache der Spreeablenkung	163
4.7.4	Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung des Gewässernetzes	164
5	Zusammenfassung und Ausblick	167
5.1	Chronologische Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur jungquartären Entwicklung des Untersuchungsgebietes	167
5.1.1	Zur präweichselzeitlichen Entwicklung des Arbeitsgebietes	167
5.1.2	Zur Entwicklung während des weichselzeitlichen Eisvorstoßes	167
5.1.3	Die Entwicklung während des Weichselmaximalvorstoßes – Der Älteste Baruther Urstrom	168
5.1.4	Die Brandenburger Eisrandlage – Der Ältere Baruther Urstrom	168
5.1.5	Die Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage – Der Jüngere Baruther Urstrom	170
5.1.6	Der Jüngste Baruther Urstrom	170
5.1.7	Die Abflussphasen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal	171
5.1.8	Die jüngere Entwicklung	171
5.2	Ausblick auf weiterführende Forschungen	172
6	Anhang	173

6.1	Verzeichnis der Aufschlussprofile im Arbeitsgebiet	173
6.1.1	Aufschlüsse im Neuendorfer Becken	173
6.1.2	Die Tongruben Klausdorf	176
6.1.3	Die Tongruben am Streganzberg bei Prieros	178
6.1.4	Die Tongrube am Pichersee bei Köthen	179
6.1.5	Die Kiesgrube Ruhlsdorf	180
6.1.6	Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen im Hangenden des Sperenberger Gipshutes	185
6.1.7	Die Tongrube Glienick	187
6.1.8	Die Sandgrube am Lindenberg bei Jühnsdorf	190
6.1.9	Der Aufschluss an der Erdgasleitung zwischen Egsdorf und Töpchin	190
6.1.10	Die Kiesgrube Pätz	193
6.1.11	Die Sandgrube am Nordhang des Madikenberges bei Ahrensdorf	202
6.1.12	Der Aufschluss im Taleinschnitt westlich von Löwendorf	204
6.1.13	Die Sandgrube am Thyrower Weinberg	206
6.1.14	Die Kiesgrube Horstfelde	206
6.1.15	Die Kiesgrube Teupitz	208
6.1.16	Schurfgruben östlich von Scharfenbrück	209
6.1.17	Der Aufschluss an der Baustelle der A113 bei Kiekebusch	212
6.1.18	Untersuchungen auf der Wünsdorfer Platte	213
6.1.19	Aufschlüsse im Gebiet von Zesch	215
6.1.19.1	Die Sandgrube nördlich von Zesch	215
6.1.19.2	Der Schurf Zesch3	216
6.1.19.3	Aufschlüsse im Areal des Eisstausees von Zesch	217
6.1.20	Der Schurf Töp1	222
6.2	Protokolle der Kleingeschiebezählungen	223
6.3	Glühverluste und Karbonatgehalte der Pollenbohrungen Stülpe und Töpchin	233
6.4	Ergebnisse ausgewählter Karbonatgehalt- und Korngrößenanalysen	235
7	Quellennachweis	237
7.1	Kartenmaterial	237
7.2	Luftbildmaterial	238
7.3	Literaturverzeichnis	239
	Lebenslauf	250
	Liste der Veröffentlichungen und Vorträge	251
	Eidesstattliche Erklärung	

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: verwendete Kleingeschiebekategorien	32
Tab. 2: Schichtenverzeichnis Bohrung Stülpe K1	37
Tab. 3: Ergebnisse der Zählungen windgeschliffener Geschiebe	43
Tab. 4: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Werbig	46
Tab. 5: Ergebnisse der 14C-Analyse von Bodenmaterial im Liegenden der Talsande im Baruther Urstromtal.	95
Tab. 6: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Mahls1a als Beispiel für PK-reiche saalezeitliche Geschiebemergel	126
Tab. 7: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Baruth4 als Beispiel für einen NK-reichen saalezeitlichen Geschiebemergel	128
Tab. 8: Kurzergebnisse der Kleingeschiebezählungen Baruth1 (primär kristallinreich) und Picher1 (primär PK-reich) als Beispiele für quarzreiche saalezeitliche Geschiebemergel	129
Tab. 9: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Autobahn2 als Beispiel für einen PS-reichen weichselzeitlichen Geschiebemergel	130
Tab. 10: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Pätz1 und Horst2 als Beispiele für quarzreiche weichselzeitliche Geschiebemergel	130
Tab. 11: Schichtverzeichnis Bohrung Töpchin K1	142
Tab. 12: Schichtverzeichnis Bohrung Dür6	150
Tab. 13: Schichtverzeichnis Bohrung Pretsch K1	155
Tab. 14: Schichtverzeichnis Bohrung SM 9	157
Tab. 15: Ergebnisse der 14C-Analyse von Holzresten aus Kleinmäandern der Spree im Unterspreewald	162
Tab. 16: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Klaus1	177
Tab. 17: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Streganz2	179
Tab. 18: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Picher2	179
Tab. 19: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Ruhls1	181
Tab. 20: Ergebnisse der Zählungen windgeschliffener Geschiebe aus der Kiesgrube Ruhlsdorf	184
Tab. 21: Kurzergebnisse der Kleingeschiebezählungen Sper1, Sper6 und Sper7	186
Tab. 22: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Müll1	206
Tab. 23: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Zehr2	214
Tab. 24: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Zesch3	215
Tab. 25: Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen	223
Tab. 26: Ergebnisse ausgewählter Korngrößenanalysen aus glazifluvialen Sedimenten	235
Tab. 27: Ergebnisse ausgewählter Karbonat- und Korngrößenanalysen aus glazilimnischen und glazifluviolimnischen Sedimenten	235
Tab. 28: Verwendete aktuelle Karten	237
Tab. 29: Verwendetes historisches Kartenmaterial	237
Tab. 30: Verwendete geologische Karten	237
Tab. 31: Verwendetes Luftbildmaterial	238

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Die Landschaftsgliederung südlich Berlins (stark vereinfacht)	5
Abb. 2: Platten und Urstromtalungen im Jungmoränenland südlich Berlins	7
Abb. 3: Bio- und Chronostratigraphie des Spätglazials der Eifelregion (aus LITT und STEBICH 1999)	13

Abb. 4: Morphologische Karte des Flußgebietes der Oberspree (aus LEMBKE 1936, S. 144)	16
Abb. 5: Das weichselzeitliche glazifluviale Geschehen im Bereich der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz (Autor: L. BÖTTNER)	19
Abb. 6: Die Brandenburger Eisrandlage zwischen Baruth und Luckenwalde nach verschiedenen Autoren	21
Abb. 7: Hohlformen im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde	35
Abb. 8: Profil durch den verlandeten Lynower See	36
Abb. 9: Pollenprofil ehemaliger Stülper See	39
Abb. 10: Pollenprofil ehemaliger Stülper See (Basisprofil)	40
Abb. 11: Aufschlüsse im Niederen Fläming	44
Abb. 12: Gestauchte Schluffe nördlich von Klein Ziescht	44
Abb. 13: Blockpackung bei Merzdorf	45
Abb. 14: Begrabene Böden zwischen Hohenahlsdorf und Langenlipsdorf	47
Abb. 15: Der Flämingnordrand südlich von Lynow	49
Abb. 16: Der Flämingnordrand südlich von Holbeck	50
Abb. 17: Die Toteisaustaulandschaft zwischen den Scheeren- und den Wacholderbergen	53
Abb. 18: Profil über den Raupen- und den Wehlowberg	54
Abb. 19: Profile durch die Verlandungszone des Stietensees	55
Abb. 20: Der Weichselmaximalvorstoß zwischen Lübben und Luckenwalde	56
Abb. 21: Die Luckenwalder Platte	58
Abb. 22: Der Fernneuendorfer Sander	60
Abb. 23: Glazifluviales Material im Schurf Zesch 3	64
Abb. 24: Der Weichselmaximalvorstoß und die Brandenburger Eisrandlage zwischen Lübben und Luckenwalde	69
Abb. 25: Profil durch das Baruther Urstromtal vom Fernneuendorfer Sander bis zum Fläming	71
Abb. 26: Die Umgebung von Luckenwalde	73
Abb. 27: Schmelzwasserdurchbrüche aus dem Baruther Urstromtal nach Norden zwischen Baruth und Luckenwalde	74
Abb. 28: Abflusswege des Ältesten und Älteren Baruther Urstromes im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde	77
Abb. 29: Morphologische Karte der Umgebung von Luckenwalde	79
Abb. 30: Abflusswege des Jüngeren und Jüngsten Baruther Urstromes zwischen Lübben und Luckenwalde	81
Abb. 31: Die Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse um Lübben	82
Abb. 32: Die Entwicklung der proglazialen Abflusswege zwischen dem Baruther und Berliner Urstromtal	83
Abb. 33: Parallelgeschichtete Sande im Urstromtal nördlich von Klein Ziescht	89
Abb. 34: Eiskeilpseudomorphosen im Baruther Urstromtal	90
Abb. 35: Kryoturbat gestörte Grobschluffschicht in den Urstromtalsanden nördlich von Klein Ziescht	91
Abb. 36: Mit periglazial-fluvialen Sanden und Kiesen überschüttete Urstromtalsande bei Radeland	91
Abb. 37: Der Kontakt Baruther Urstromtal – Fläming bei Klein Ziescht	93
Abb. 38: Detailaufnahme des Kontaktes Baruther Urstromtal – Niederer Fläming	94
Abb. 39: Die Abflussphasen im Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Baruth	96
Abb. 40: Das Neuendorfer Becken	100
Abb. 41: Profil durch das Niedermoor südlich von Neuendorf	101

Abb. 42: Durch Abschiebungen gestörte Sande und Kiese im Schurf ADQ6	102
Abb. 43: Durch Ab- und Überschiebungen gestörte Strömungsrippeln im Aufschluss Neu2 – Schüttungsrichtung von rechts nach links	103
Abb. 44: Die Lage des Zescher Eisstausees	104
Abb. 45: Rutschungsfalte im Schurf Zesch5 – liegend die Feinschluffe, hangend der geschichtete <i>flow till</i>	105
Abb. 46: In die glazilimnischen Sedimente gerutschter Till (Schurf Zesch2)	106
Abb. 47: Zungenförmige Rippeln im Schurf Zesch1; oben quer, unten längs zur Fließrichtung (Fotomontage)	108
Abb. 48: Aufsicht auf zungenförmige Strömungsrippeln (Schurf Zesch1) mit der Schüttungsrichtung der einzelnen Rippeln (Pfeile)	108
Abb. 49: <i>climbing ripples</i> im Schurf Zesch7 – Schüttung von links nach rechts – durch Toteisaustau gestört	109
Abb. 50: Synsedimentäre Störungen im Schurf Zesch8 (unterer Teil des Bildes)	110
Abb. 51: Die geteilte Feinschluffschicht im Schurf Zesch8 – liegend <i>climbing ripples</i> quer zur Fließrichtung; hangend: durch periglaziale Prozesse (<i>active layer</i>) gestörte Strömungsrippeln	110
Abb. 52: Basis der Vorschüttsedimente des Mikrodeltas im Schurf Zesch1 – Schüttung des Deltas von rechts nach links aber entgegengesetzte Schüttung der Rippeln aufgrund des Gegenstromes	111
Abb. 53: Schema der Strömungs- und Sedimentationsverhältnisse in einem (Mikro-)Delta	112
Abb. 54: Schematische Skizze zur Entwicklung des Zescher Eisstausees	113
Abb. 55: Der Madiken- und der Steinberg bei Ahrensdorf	115
Abb. 56: Aufschlüsse im Arbeitsgebiet	115
Abb. 57: Gestauchte saalezeitliche glazilimnische Sedimente in den Tongruben am Streganzberg bei Prieros	116
Abb. 58: Gesamtprofil der Tongrube Glienick	117
Abb. 59: Mächtiger weichselzeitlicher Geschiebemergel über saalezeitlichem Geschiebemergel in der Kiesgrube Pätz	118
Abb. 60: Profil an der Nordwestwand der Kiesgrube Horstfelde	118
Abb. 61: Stark vereinfachtes Schema zur Entstehung der Grundmoränenflächen im Arbeitsgebiet	120
Abb. 62: Schichtungen im oberen Geschiebemergel der Kiesgrube Pätz	120
Abb. 63: Ungestörte Vorschüttsande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Tongrube Glienick	121
Abb. 64: Beprobte Geschiebemergel und Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse	124
Abb. 65: Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen im Dreiecksdiagramm	125
Abb. 66: Leitgeschiebezählung Tongrube Klausdorf	127
Abb. 67: Leitgeschiebezählung Kiesgrube Pätz – oberer Geschiebemergel	131
Abb. 68: Glaziale Rinnen im Jungmoränenland südlich Berlins	135
Abb. 69: Die Krummensee-Rinne	138
Abb. 70: Vereinfachte Geologische Karte der Umgebung von Töpchin	141
Abb. 71: Übersicht zum Unterspreewald	146
Abb. 72: Die <i>braided river</i> -Strukturen bei Kuschkow	148
Abb. 73: Profile durch das Kuschkower Luch	149
Abb. 74: Pollenprofil Dürrenhofer See	151
Abb. 75: Großmäander an der Pretschener Spree	152
Abb. 76: Der Pretschener „Spreedurchbruch“	154

Abb. 77: Der Großmäander östlich des Köthener Sees	156
Abb. 78: Pollenprofil der Bohrung SM2 am Köthener See	158
Abb. 79: Kleinmäander 1km südöstlich von Krausnick	159
Abb. 80: Kleinmäander 1,5 km nordwestlich von Lubolz	160
Abb. 81: Profile durch spätglazial-frühholozäne Kleinmäander im Unterspreewald	161
Abb. 82: Spätglazial-frühholozäne Flussläufe im Unterspreewald	165
Abb. 83: Die Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse im Jungmoränenland südlich Berlins	169
Abb. 84: Schurf ADQ6	173
Abb. 85: Schurf Neu1	174
Abb. 86: Schurf Neu2	175
Abb. 87: Schurf Neu3	175
Abb. 88: Gestörte Grobschluffe in den Tongruben Klausdorf	176
Abb. 89: In die glazilimnischen Sedimente eingearbeiteter Till (Tongruben Klausdorf)	177
Abb. 90: Ergebnis der Geschiebeeinregelungsmessung Klausdorf	178
Abb. 91: Aufschluss Picher1 – Strömungsrippeln quer zur Fließrichtung	180
Abb. 92: Der untere Geschiebemergel in der Kiesgrube Ruhlsdorf	181
Abb. 93: Ergebnis der Geschiebeeinregelungsmessung Ruhlsdorf	182
Abb. 94: Eiskeilpseudomorphose in den liegenden Sanden der Kiesgrube Ruhlsdorf	182
Abb. 95: Das Profil an der Nordwand der Kiesgrube Ruhlsdorf	183
Abb. 96: Tropfenboden in der Nordwand der Kiesgrube Ruhlsdorf (Höhe des Ausschnittes ca. 1,2 m)	184
Abb. 97: Der Sperenberger Gipsberg	185
Abb. 98: Entnahmepunkte der Geschiebemergelproben am Sperenberger Gipsbruch 2	186
Abb. 99: Gestauchter Ton in der Tongrube Glienick	188
Abb. 100: Gestörte Grobschluffe und Sande im Liegenden des unteren Geschiebemergels (Tongrube Glienick)	189
Abb. 101: Die Egsdorfer Berge	191
Abb. 102: Gestauchte saalezeitliche Sedimente im Liegenden ungestörter weichselzeitlicher Vorschüttsande (Erdgastrasse zwischen Egsdorf und Töpchin)	191
Abb. 103: Der in einer Mulde erhaltene obere Till an der Erdgastrasse zwischen Egsdorf und Töpchin	192
Abb. 104: Die Pätzer Platte	193
Abb. 105: Geschiebeeinregelung Pätz – unterer Till	194
Abb. 106: Direkter Kontakt zwischen saale- und weichselzeitlichem Till in der Kiesgrube Pätz	195
Abb. 107: Geringmächtiger weichselzeitlicher Till in der Kiesgrube Pätz	196
Abb. 108: Geschiebeeinregelung Pätz – oberer Till	197
Abb. 109: Grobkiese und kleinere Blöcke im „Rixdorfer Horizont“ der Kiesgrube Pätz	198
Abb. 110: Im Bereich der Rinne vom oberen Till gekappte Ab-schiebungen in den liegenden Sanden (Kiesgrube Pätz)	199
Abb. 111: Gerutschte Sande an der Rinnenflanke im Liegenden des oberen Geschiebemergels (rechts oben) der Kiesgrube Pätz	200
Abb. 112: Eng gestaffelte Überschiebungen in den weichselzeitlichen Vorschüttsanden der Kiesgrube Pätz	200
Abb. 113: Gestaffelte Überschiebungen (Pfeile) in den weichselzeitlichen Vorschüttsanden der Kiesgrube Pätz	201
Abb. 114: Schurf Madik1	203

Abb. 115: Gestauchte Feinsande und Grobschluffe im Liegenden des oberen Geschiebemergels am Madikenberg	204
Abb. 116: Die Löwendorfer Berge	205
Abb. 117: Schurf Müll1	205
Abb. 118: Gestauchte Sande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Kiesgrube Horstfelde	207
Abb. 119: Gestauchte Sande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Kiesgrube Teupitz	208
Abb. 120: Schurf SB1	210
Abb. 121: Schurf SB4	210
Abb. 122: Schurf SB6	211
Abb. 123: Schräggeschichtete, gekappte aber ungestörte Sande im Liegenden des oberen Tills (Baustelle A113 bei Kiekebusch/Teltowplateau)	211
Abb. 124: Geschichteter <i>meltout till</i> im Hangenden ungeschichteten <i>lodgement tills</i> (Baustelle A113 bei Kiekebusch/Teltowplateau)	213
Abb. 125: Schurf Zehr1	214
Abb. 126: Geringmächtiger Geschiebemergel in der Sandgrube nordöstlich von Zesch (Schurf Zesch4)	215
Abb. 127: Schurf Zesch3	216
Abb. 128: Schurf Zesch1	217
Abb. 129: Schurf Zesch2	218
Abb. 130: Schurf Zesch5	219
Abb. 131: Schurf Zesch6	220
Abb. 132: Schurf Zesch7	220
Abb. 133: Schurf Zesch8	221
Abb. 134: Schurf Zesch9	221
Abb. 135: Schurf Töp1	222
Abb. 136: Glühverlust und Karbonatgehalt Bohrung Stülpe K1	233
Abb. 137: Glühverlust und Karbonatgehalt Bohrung Töpchin K1	234

Verzeichnis eingefügter Karten und Abbildungen im DIN-A3 Format:

(Position im Text jeweils nach der aufgeführten Seite)

Der Baruther Sander	61
Morphologische Übersichtskarte des Baruther Sanders	61
Die Krausnicker Platte	65
Morphologische Übersichtskarte der Krausnicker Platte	65
Die Wünsdorfer und die Motzener Platte	113
Pollendiagramm Bohrung Töpchin K1	143
Pollendiagramm Bohrung Töpchin K1 (Basisdiagramm)	143
Die Glienicker Platte	187

Danksagung

Ich möchte an dieser Stelle allen danken, die mich bei der Arbeit an der Dissertation unterstützt haben.

Mein Dank gilt zuallererst Herrn Prof. Dr. em. B. Nitz, dem Initiator und Betreuer der Arbeit. Er unterstützte mich sowohl bei zahlreichen Geländeterminen vor Ort als auch bei fachlichen Fragen und Diskussionen im Institut.

Gedankt sei weiterhin den derzeitigen und ehemaligen Mitarbeitern der Humboldt-Universität zu Berlin Frau Dipl. Geogr. R. Carls, Frau Dr. A. Naß, Frau Dr. I. Schulz, Herrn Dr. R. Kleßen, Herrn Dr. L. Schirrmeister, Herrn Dr. H. Lehrkamp, Herrn Dipl. Geogr. A. Börner und Herrn Dipl. Geogr. R. Poppschötz für ihre Hilfe zu fachlichen Fragen und bei den Geländearbeiten. Besonders möchte ich mich bei Dr. S. Chrobok (†) für die fachliche Hilfe bedanken.

Allen weiteren Mitarbeitern des Geographischen Institutes, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben, möchte ich ebenfalls auf diesem Wege danken.

Für die wertvolle Hilfe bei der Erstellung der Pollenanalysen und bei Fragen zu diesem Thema bedanke ich mich bei Frau Prof. em. E. Lange, Frau Dr. J. Strahl, Herrn Dr. A. Brande und Herrn Dipl. Geogr. Th. Giesecke.

Fachliche Hinweise zum geologischen Bau des Arbeitsgebietes gaben mir freundlicherweise Herr Dr. N. Hermsdorf und Herr Dr. W. M. de Boer.

Für die freundliche Hilfe bei der Auszählung der Leitgeschiebe möchte ich mich bei Herrn Dr. P. Smed und Herrn Dipl. Geol. U. Strahl bedanken.

Frau R. Bekemeier, Frau R. Czepluch, Frau A. Körle und Herrn K. Hartmann danke ich für die umfangreiche Hilfe und Einsatzbereitschaft im Labor und im Gelände.

Besonders schwer wog die Hilfe zahlreicher Freunde und Bekannter bei den Geländearbeiten und bei der Lösung technischer Probleme. Ohne sie wäre die Arbeit in diesem Umfang nicht möglich gewesen. Das betrifft die Hilfe von David Elliott, Frank Herrmann, Jarosław Kordowski, Daniela Lange, Steffi Lehmann, Hermann Lüpfer, Carsten Menzer, Michael Schneck, Anke Schietzel, Nico Schott, Mirko Szabo, Christian Voigt und zahlreicher Studenten. Hervorheben möchte ich an dieser Stelle die Hilfe von Jana Chmielewski, Lars Böttner und Dr. Mirosław Błaszczewicz.

Da der Großteil des Arbeitsgebietes von Wald bedeckt wird, sei den Mitarbeitern der Forstwirtschaftsbetriebe Königs-Wusterhausen, Luckenwalde und Lübben für die meist unbürokratische Hilfe im Gelände gedankt. Stellvertretend genannt seien für ihre freundliche Hilfe die Revierförster Wendt (Töpchin), Sawitzki (Zesch i.R.) und Nuglich (Schleppzig).

Mein Dank gilt weiterhin allen Helfern vor Ort, die die Geländearbeiten genehmigten oder unterstützten, insbesondere G. Maetz (Umweltamt Teltow-Fläming), A. Weingart und Mitarbeitern (Biosphärenreservat Spreewald), G. Müller und H. Sonnenberg (Naturpark Dahme-Heideseen), Herrn Mattigka und Mitarbeitern (Firma Mattigka, Kiesgruben Pätz und Teupitz) und Herrn H. Jabczynski (Neuendorf).

Teile der Forschungsarbeiten wurden von der DFG im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ gefördert. Auch dafür möchte ich mich bedanken.

Für Judith

Zusammenfassung

Das Jungmoränenland südlich Berlins stellt ein Mosaik aus ausgedehnten Schmelzwasserabflussbahnen und inselartig daraus aufragenden Platten dar.

Teile des Großreliefs wurden bereits saalezeitlich angelegt.

Der weichselzeitliche Eisvorstoß beeinflusste relativ schwach den Untergrund und hinterließ einen meist geringmächtigen, lückenhaften Till. Das jüngste Inlandeis wirkte vor allem über die Schmelzwässer. Es bildeten sich zahlreiche Glaziale Rinnen und mächtige Vorschütt- und Sandersande.

Die lückenhaft ausgebildete Brandenburger Eisrandlage markiert nicht das weiteste Vordringen des weichselzeitlichen Inlandeises. Der Maximalvorstoß stieß 2 bis 12 km weiter nach Süden vor. Östlich von Luckenwalde erreichte er den Südrand des Baruther Urstromtales.

Dem Maximalvorstoß wird im Baruther Urstromtal die älteste von vier Abflussphasen zugeordnet. Dem Ältesten Baruther Urstrom folgte der Ältere Urstrom, der die Brandenburger Eisrandlage entwässerte. Der Jüngere und der Jüngste Baruther Urstrom führten die Schmelzwässer ab, die beim Zurückschmelzen des Eises von der Brandenburger Eisrandlage anfielen. Zwischen denen einzelnen Abflussphasen erfolgte kein Trockenfallen des Urstromtales. Deutliche Terrassenkanten fehlen innerhalb der Urstromtalungen.

Die Entwicklung der Abflussbahnen nördlich des Baruther Urstromtales verlief, vom Unterspreewald ausgehend, in drei Hauptphasen mit den aufeinanderfolgenden Abflusszielen Beelitz (?), Potsdam und Berlin.

Es existiert keine Rückzugsstaffel nördlich der Brandenburger Eisrandlage.

Die Spree hat im Unterspreewald vier Gerinnebettgenerationen ausgebildet. *Braided river*-Strukturen, Großmäander, Kleinmäander und das rezente Anastomosieren folgten seit dem Weichselspätglazial aufeinander. Die Spree floss vom Unterspreewald immer nach Osten und nie nach Nordwesten ab. Die Ursache dieses Umweges wird im späten Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall gesehen, so dass die Aufwehung von Dünen den kürzeren Weg in das Berliner Urstromtal blockierte.

Abstract

The young moraine area to the south of Berlin is a patchwork of elongated meltwater streamways with raised island-like quarternary plateaus.

Parts of the relief were already formed during the Saalian ice age.

The ice advance in the Weichselian ice age only affected the subsoil relatively weakly and left behind a mostly modest and incomplete till. The most recent glacier had its greatest effect with its meltwaters. Many subglacial channels and massive proglacial sands were formed.

The incompletely formed Brandenburg ice stage doesn't mark the furthest extent of the Weichselian glacier. The maximum reach advanced a further 2 to 12 km to the south. To the east of Luckenwalde, the glacier reached as far as the southern edge of the Baruth ice marginal valley. The maximum ice advance has been connected with the oldest of four drainage phases in the Baruth ice marginal valley. The oldest Baruth Urstrom followed the older urstrom which drained the Brandenburg ice stage. The younger and youngest Baruth Urstrom drained off the meltwater resulting from the thawing back of the ice at the Brandenburg ice stage. Between the individual drainage phases, the ice marginal valley didn't dry out. There are no clearly defined terraced steps within all meltwater streamways.

The development of the meltwater streamways to the north of the Baruth ice marginal valley proceeded, starting from the Unterspreewald area, in three main phases with consecutive drainage destinations, Beelitz (?), Potsdam and Berlin.

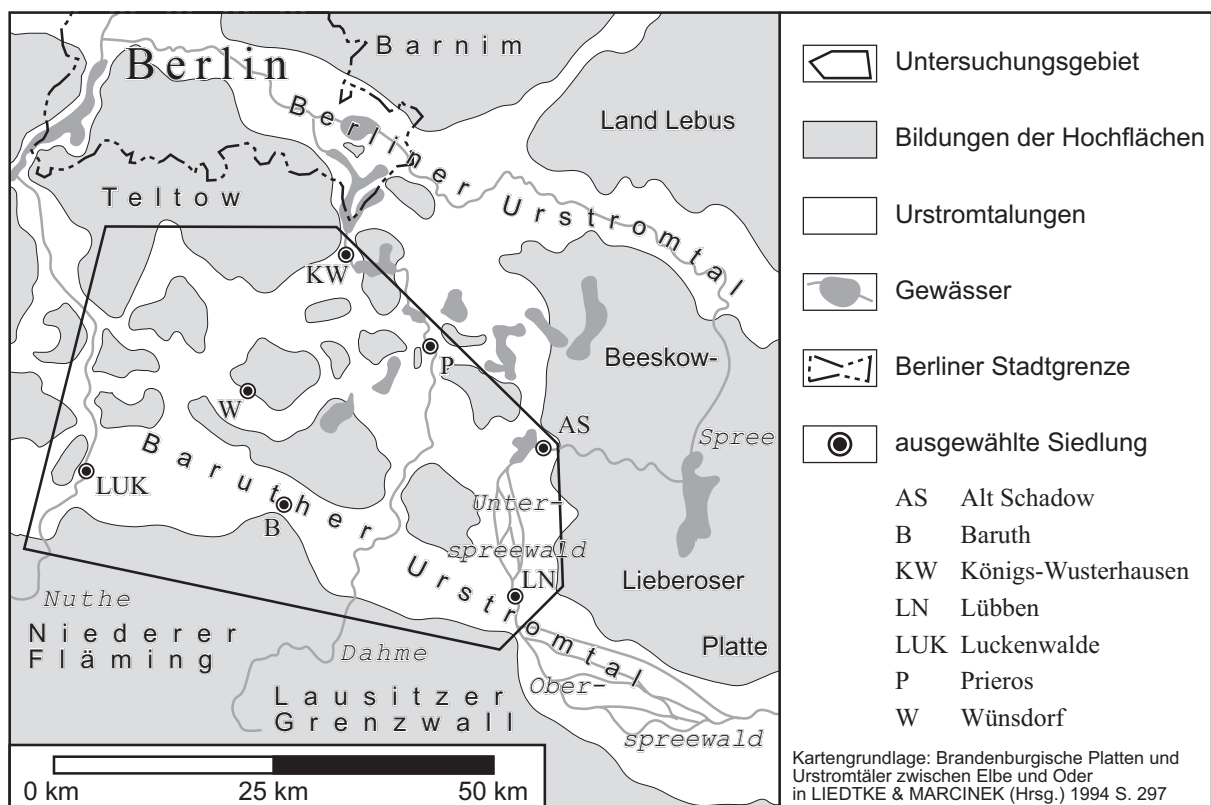
No more recent ice stages exist to the north of the Brandenburg ice stage.

The Spree River has formed four generations of river bed types in the Unterspreewald area. Braided river structures, large and small palaeomeanders and the surviving anastomosing riverbed have followed consecutively since the late Weichselian ice age. The Spree River always flowed from the Unterspreewald area to the east and never to the north-west. The reason for this diversion is deemed to be the late breaching of Lausitzer Grenzwall by the Spree River. The shorter route north-westward to the Berlin ice marginal valley was blocked by the formation of dunes.

1 Einführung

1.1 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Das norddeutsche Tiefland wird in Ost-Westrichtung von mehreren großen Abflussbahnen der Schmelzwässer durchzogen. Nirgendwo scharen sie sich so eng wie in der Zone der brandenburgischen Platten und Urstromtalungen zwischen Elbe und Oder. Der Charakter dieser Zone tritt im Untersuchungsgebiet, dem Jungmoränenland südlich und südöstlich Berlins, besonders deutlich hervor. Auf sehr engem Raum wechseln hier kleine Platten mit ausgedehnten Talsandgebieten und bilden so eine unübersichtliche, eng gekammerte Landschaft. Der Erforschung dieses bisher relativ wenig beachteten Raumes dient die nachfolgende Arbeit.



Die Niederung des Unterspreewaldes bildet den südöstlichen Zipfel des Arbeitsgebietes. Der Südrand wird von den Höhen des Lausitzer Grenzwalles und des Niederen Fläming eingenommen. Die westliche Begrenzung wird mit der Nuthe angegeben. Das Teltowplateau schließt das Untersuchungsgebiet nach Norden ab. Im Nordosten endet das Arbeitsgebiet nicht an einer landschaftlichen Grenze. Als Orientierung sei die Linie Königs-Wusterhausen – Prieros – Alt Schadow angegeben.

1.2 Die Gliederung des Untersuchungsgebietes

Das Arbeitsgebiet bedeckt eine Fläche von ungefähr 2.250 km². Die höchste Erhebung ist die 178 m ü. NN hohe Kuppe des Golmberges im Niederen Fläming. Nördlich des Baruther Urstromtales ragt der Wehlaberg in den Krausnicker Bergen (144 m ü. NN) am höchsten empor. Höhen über 75 m ü. NN bilden im Gebiet aber eher die Ausnahme. Weitflächig liegt das Areal zwischen 65 und 35 m ü. NN. Die im Norden gelegenen Abflussbahnen dachen sich auf Höhen von deutlich unter 35 m ü. NN, an der Dahme sogar unter 33 m ü. NN ab.

Der Charakter des Jungmoränenlandes südlich Berlins bestimmt die Gliederung des Arbeitsgebietes in mehr oder weniger große Platten und sie trennende Abflussbahnen bzw. Talsandgebiete (siehe Abb. 2). Die enorme Ausdehnung der Urstromtalungen, die mehr als die Hälfte der Fläche einnehmen (59 %), wird dabei als die herausragende Eigenart der Landschaft angesehen. Neben dem Glogau-Baruther Urstromtal im Süden und dem Warschau-Berliner Tal nördlich des Arbeitsgebietes fallen dabei besonders die ausgedehnten Talsandbereiche des Unterspreewaldes und um Märkisch-Buchholz ins Auge. Im Westen des Gebietes sind die Talungen weniger ausgedehnt, bestimmen aber dennoch den inselartigen Charakter der Platten. Erschwert wird die Untergliederung des Geländes noch durch zahlreiche Glaziale Rinnen, die sowohl Platten als auch Abflussbahnen zerschneiden und große Teile des Gebietes prägen.

Stark generalisiert lässt sich durch die von Ost nach West ausgerichteten Abflussbahnen eine Aufteilung der Hochflächen in drei Gürtel erkennen. Die südlichste dieser Hügelketten reiht sich unmittelbar nördlich des Baruther Urstromtales von der Krausnicker bis zur Hennickendorfer/Luckenwalder Platte auf. Über sie verläuft die Brandenburger Eisrandlage. Etwa 10 bis 20 km nördlich davon befindet sich, zum Teil undeutlich ausgebildet und unterbrochen, von den Plattenresten der Dubrow/Katzenberge über die Wünsdorfer Platte bis zur Löwendorfer Platte/Glauer Berge der zweite Gürtel. Der nördlichste, von der Senziger bis zur Glienicker Platte verlaufende Höhenzug ist ebenfalls stark von Abflussbahnen und Glazialen Rinnen zerschnitten worden.

1.3 Schwerpunkte der Arbeit

Während der Geländearbeiten wurde das Hauptaugenmerk auf die Klärung der weichselzeitlichen und frühholozänen Reliefentwicklung gelegt. Ältere, vor allem saalezeitliche Sedimente wurden dann genauer bearbeitet, wenn sie zur Klärung der weichselzeitlichen Entwicklung beitragen konnten.

Das Rückgrat der Arbeit bilden die Untersuchungen zur Klärung der glazialen und glazifluvialen Genese des Gebietes.

Die Untersuchung der glazifluvialen Prozesse leitet über zu den Problemen der spätglazialen und holozänen Gewässernetzentwicklung, die im Gebiet außer mit fluvialen auch mit limnischen und telmatischen Ablagerungen und Prozessen verknüpft ist. Diesen Problemen ist innerhalb der Arbeit ein eigenes Kapitel gewidmet.

Da mit der Veröffentlichung von DE BOER (1995) eine aktuelle Bearbeitung der Dünenentwicklung innerhalb des Arbeitsgebietes vorliegt, wurden äolische Bildungen nur dann untersucht, wenn sie zur Klärung anderer Probleme beitragen konnten.

1.4 Verwendung wichtiger Fachbegriffe/Zeitskalen

Um Missverständnisse zu vermeiden, die durch den unterschiedlichen Gebrauch von Fachtermini entstehen können, wird ihre Verwendung innerhalb dieser Arbeit näher erläutert.

1.4.1 Urstromtäler und urstromtalartige Schmelzwasserabflussbahnen

Unter dem Begriff der Schmelzwasserabflussbahn werden alle talähnlichen, subaerischen, proglazialen und mehr oder weniger eisrandparallelen Abflussbahnen des Schmelzwassers und der von Süden zuströmenden Mittelgebirgsflüsse zusammengefasst. Sie werden ausschließlich von glazifluvialen, meist sandigen Sedimenten aufgebaut. Vernachlässigt man nachträgliche Umgestaltungen, so besitzen sie in der Regel eine ausgeprägte Sohle mit einem gleichsinnigen Gefälle. Ein Urstromtal nach der Definition von LIEDTKE (1962) ist demnach ein Sonderfall der Schmelzwasserabflussbahnen, bei der der Abflussbahn eine Eisrandlage zugeordnet werden kann. Im Arbeitsgebiet wird nur das Glogau-Baruther Urstromtal dieser Definition gerecht. Alle anderen Abflusswege werden deshalb neutral als (Schmelzwasser-) Abflussbahnen oder (Urstrom-) Talungen bezeichnet.

Für den Abflussweg vom Unterspreeewald in Richtung Potsdam hat MARCINEK (1968) die Bezeichnung „Potsdamer Urstromtal“ geprägt. Da diesem Abflussweg keine Eisrandlage zugeordnet werden kann, wird auf den Begriff „Potsdamer Urstromtal“ in der nachfolgenden Arbeit verzichtet. Ebenso wird in diesem Zusammenhang das von LEMBKE (1936) als Synonym verwendete Wort „Rinne“ lediglich als Zitat verwendet.

Eine Eigentümlichkeit der glazifluvialen Abflusswege stellt ihre auf kurzen Laufdistanzen stark wechselnde Breite dar. Taleinengungen werden dabei als Pforten (nach LEMBKE 1936) oder Engen bezeichnet. Andererseits kann der talartige Charakter der Abflussbahnen durch Verbreiterungen ihrer Sohle (bis 15 km) nahezu aufgehoben werden. Für diese ausgedehnten, eben wirkenden Areale, werden die Bezeichnungen Talsandfläche, -niederung oder -gebiet benutzt.

Die Benennung der Schmelzwasserabflussbahnen erfolgte in Anlehnung an die Arbeiten von LEMBKE (1936) und MARCINEK (1968) nach Ortschaften, die an oder in den Abflusswegen liegen. Anders als das Glogau-Baruther Urstromtal wurden die kleineren Abflusswege nicht in ihrer ganzen Länge mit einem Namen versehen. Die Teilabschnitte der Abflussbahnen wurden einzeln benannt, auch wenn ein gleichzeitiger Abfluss als wahrscheinlich gilt. Probleme bei der chronologischen Verknüpfung der einzelnen Abflusswege werden damit vermieden. Aus diesem Grunde wird z.B. der Abflussweg vom Unterspreeewald bis nach Beelitz nicht als Klausdorf-Beelitzer Abflussbahn bezeichnet (siehe Abb. 2).

1.4.2 Quartäre Platten

Bereits BERENDT (1880) verwendet die Termini Platte bzw. Plateau in ihrer heutigen Bedeutung und stellt sie den Urstromtalungen gegenüber. Allerdings war der Plateaubegriff schon vor Anerkennung der Glazialtheorie für die erhabenen Gebiete Brandenburgs gebräuchlich: „Das Plateau um Teupitz herum heißt ‚der Brand‘, und das Wirtshaus darauf führt den Namen ‚der tote Mann‘“ (FONTANE 1882; 1991, S. 236). Gleichberechtigt findet der Begriff Hochfläche Verwendung. Kleine Platten werden auch als Plattenreste bezeichnet.

Am geologischen Aufbau der Platten sind Sedimente verschiedensten Ursprunges beteiligt. Die Spannbreite reicht von Eisstauseesedimenten über glazifluviale Ablagerungen bis hin zu Geschiebemergeln und gestauchtem älteren Material. Die

Definition erfolgt deshalb nach dem Ausschlussverfahren: Der Begriff der quartären Platte kennzeichnet an der Erdoberfläche anstehende pleistozäne Bildungen, die nicht im Zuge von Schmelzwasserabflussbahnen entstanden, von diesen aber allseitig umgeben sind. Nachträgliche limnische, telmatische oder äolische Sedimentation wird für die Abgrenzung einer Platte nicht berücksichtigt. Im Extremfall kann eine Platte (z.B. die Kummersdorfer Platte) tiefer liegen als die sie umgebenden Abflussbahnen, wenn sie während des Schmelzwasserabflusses mit stagnierendem Eis plombiert war. Weiterhin kann der Zusammenhang einer Platte durch sie querende Glaziale Rinnen oder kleine Abflussbahnen aufgehoben werden (z.B. die Plattenreste Dubrow/Katzenberge; siehe Abb. 2, S. 7). Die Entscheidung, ob man schon von zwei verschiedenen Platten oder von einer noch zusammenhängenden spricht, ist in jedem Falle subjektiv. Um eine gewisse Übersichtlichkeit zu wahren, werden eng benachbarte Platten unter einem Namen zusammengefasst (z.B. Trebbiner Platten). Die Namensgebung erfolgte in der Regel nach einem auf oder unmittelbar an der Platte befindlichen Ort. Aus diesem Grunde wird die von LIEDTKE und MARCINEK (1994) verwendete Bezeichnung Baruther Platte zugunsten des Begriffs Teupitzer Platten aufgegeben. Der Ausdruck Baruther Sander bleibt allerdings davon unberührt. Bei kleinen Platten ohne benachbarte Siedlung wurde nach Möglichkeit auf eine Lokalbezeichnung zurückgegriffen, die auf den amtlichen Karten (TK25) verzeichnet ist (z.B. Katzenberge). Der Plattenrest der Müllerberge wurde von MARCINEK (1961a) auch als Schwarzer Berg bezeichnet. Da es jedoch in unmittelbarer Nachbarschaft bei Zesch einen gleichnamigen Berg gibt, wird, um Verwechslungen zu vermeiden, die Bezeichnung Müllerberge verwendet.

1.4.3 Glaziale Rinnen

Glaziale Rinnen entstanden durch die erosive Wirkung der Schmelzwässer bei der zentrifugalen Entwässerung der Gletscher. Sie verlaufen weitgehend parallel zur ehemaligen Bewegungsrichtung des Inlandeises. Auch wenn von einigen Wissenschaftlern die Entstehung der Rinnen direkt vom Eis diskutiert wird, kann für das Arbeitsgebiet eine glazifluviale Genese belegt werden (siehe Kap. 4.6, S. 134).

Für den Begriff Glaziale Rinne wird von vielen Autoren als Synonym das Wort Tunneltal verwendet. Auf diesen Terminus wird in der Arbeit aus verschiedenen Gründen verzichtet:

- Viele der Rinnen sind im Gelände durch die holozäne Sedimentation morphologisch nahezu ausgelöscht. Ein Tal im Sinne einer langgestreckten Hohlform ist dann nicht oder kaum vorhanden.
- Da Glaziale Rinnen in den allermeisten Fällen subglazial entstehen und die Schmelzwässer darin unter Druck fließen, benötigen sie kein gleichsinniges Gefälle, welches für ein „normales“ Tal aber gegeben sein muss.
- Die heutige Morphologie der Rinnen wird nicht durch die Form des damaligen Tunnels bestimmt, sondern durch die Form der Toteiskörper, die in den Tunnel durch Eisdruck hineingepresst wurden. Nur diese durch das Toteis konservierten Bereiche treten heute als Rinne morphologisch hervor.
- Der Tunnelbegriff suggeriert ein subglaziales Gewässer. Auch wenn die Anlage der Rinnen subglazial erfolgt, so ist doch bei stagnierenden Gletschern mit dem Niedertauen des Eises ein Einsturz der Tunneldecke und damit ein subaerischer Abfluss des Schmelzwassers in der Rinne wahrscheinlich. Durch die letzten subaerischen Schmelzwasserabflüsse wird die heutige Morphologie der Rinnen, zum Beispiel durch das Verschütten von Toteisblöcken, ganz wesentlich beeinflusst. Aus diesem Grunde wird der allgemeinere Begriff Glaziale Rinne bevorzugt und nicht von einer Subglazialen Rinne gesprochen.

Die Namensgebung richtet sich im Allgemeinen nach innerhalb der Rinnen befindlichen Gewässern. Fehlen diese, so wurde auf benachbarte Orte zurückgegriffen.

1.4.4 Glaziale und glazifluviale Formen und Sedimente

In der nachfolgenden Arbeit wird der Terminus Moräne ausschließlich im geomorphologischen und nicht im geologischen Zusammenhang verwendet. Die Begriffe Grundmoräne und Endmoräne kennzeichnen deshalb Oberflächenformen und keine Sedimente. Wenn es sich im Text um (Moränen-) Ablagerungen handelt, wird dieses extra betont.

Für das typische Sediment der Grundmoräne werden als Synonym die Begriffe Till und Geschiebemergel verwendet. Der aus dem Gälischen stammende Terminus Till setzte sich in den letzten Jahren im deutschsprachigen Raum durch. Deutlich früher, schon vor Durchsetzung der Glazialtheorie war in der Fachliteratur der Begriff des Diluvial- bzw. Geschiebemergels etabliert. Gerade der letztgenannte Terminus ist

nach wie vor gebräuchlich. Da sich in der deutschsprachigen Literatur für die Faziestypen des Tills die englischen Fachtermini eingebürgert haben, werden sie vom Verfasser gegenüber den deutschen Begriffen bevorzugt (z.B. *meltout till*). Der Begriff Geschiebelehm kennzeichnet einen verwitterten, entkalkten Till. Es wird davon ausgegangen, dass die im Arbeitsgebiet vorgefundenen glazigenen Ablagerungen primär karbonathaltig waren und erst nachträglich Verwitterungsprozessen ausgesetzt wurden.

Der Autor trägt damit der Diskussion um den Gebrauch und die Trennung der Begriffe Moräne und Geschiebemergel Rechnung. Es sei in diesem Zusammenhang auf den zusammenfassenden Aufsatz von PIOTROWSKI (1992) hingewiesen.

Über die Benennung glazifluvialer Sedimente und Formen besteht im Allgemeinen Klarheit. Allerdings wird der Terminus (glazi-) fluvial von einigen Autoren abgelehnt und statt dessen fluvial verwendet. Der Verfasser folgt der Argumentation von LOUIS und FISCHER (1979) auf Seite 103, die für den Begriff fluvial plädieren.

1.4.5 Verwendete Zeitskalen

Für das mittlere und jüngere Quartär bis zum Hochweichsel findet die Pleistozänngliederung Brandenburgs nach STACKEBRANDT, EHMKE, MANHENKE (Hrsg. 1997) Verwendung.

Durch die Fortschritte bei der Auswertung jahreszeitlich geschichteter Seesedimente sowie in der Dendrochronologie konnte die Chronostratigraphie des Weichselspätglazials und des frühen Holozäns in den letzten Jahren bedeutend verfeinert werden. Nach LITT und STEBICH (1999) sowie BRAUER, ENDRES und NEGENDANK (1999) wird der Beginn des Weichselspätglazials mit dem Meiendorf-Interstadial angesetzt. Abb. 3 (Seite 13) zeigt die in dieser Arbeit verwendete Zeitskala für das Spätglazial.

Die pollenanalytischen und vegetationsgeschichtlichen Einstufungen folgen den von BRANDE (in BERGLUND, BIRKS, RALSKA-JASIEWICZOWA, WRIGHT [Hrsg.] 1996) für den Berliner Raum aufgestellten Kriterien.

Varve year BP	Vegetation history Eifelmaar region	Pollen-/Biozone
11 000	Ulmener Maar Tephra (UMT) Boreal birch–pine woodland with poplar, willow	IV Preboreal
11 590 -----	<i>Betula</i> , <i>Pinus</i> ↑; <i>Juniperus</i> , NAP ↓ ----- Subarctic steppe tundra with heliophytes, shrubs including willow juniper, dwarf birch, sporadic tree birch	III Younger Dryas
12 680 -----	<i>Betula</i> , <i>Pinus</i> ↓; <i>Salix</i> , NAP ↑ -----	
12 880	Laacher See Tephra (LST) Boreal birch–pine woodland with poplar, willow	II Allerød
13 350 -----	<i>Pinus</i> , <i>Filipendula</i> ↑; NAP, <i>Artemisia</i> ↓ ----- Open woodlands with tree birch	Ic Older Dryas
13 540 -----	<i>Betula</i> ↓; <i>Artemisia</i> ↑ ----- Birch woodland	Ib Bølling
13 670 -----	<i>Betula</i> ↑; NAP, <i>Artemisia</i> ↓ ----- Steppe tundra	Ia Oldest Dryas
13 800 -----	<i>Betula</i> , <i>Salix</i> ↓; NAP ↑ ----- Shrub vegetation with heliophytes, dwarf birch, first tree birches	Meiendorf
(14 450)	<i>Pinus</i> ↓; <i>Betula</i> , <i>Salix</i> , <i>Juniperus</i> ↑ ----- Arctic steppe tundra	Pleniglacial

Abb. 3: Bio- und Chronostratigraphie des Spätglazials der Eifelregion (aus LITT und STEBICH 1999)

1.4.6 Abkürzungen

Im Text wird der Kürze halber das Glogau-Baruther Urstromtal als Baruther Urstromtal bezeichnet. Analog wird auch bei den anderen großen Urstromtälern verfahren. Diese Form der Abkürzung wurde bereits von BERENDT (1880) in die Literatur eingeführt.

Auf einigen eingefügten Karten und Abbildungen wird bei Platzmangel für den Begriff Brandenburger Eisrandlage das Kürzel WB verwendet, für den davon zu trennenden Weichselmaximalvorstoß W_{\max} . Bei Ortsangaben werden die Begriffe Hoch- bzw. Rechtswert durch H bzw. R ersetzt. Bei Quellenangaben für Topographische Karten findet die Abkürzung TK Verwendung.

Die Abkürzungen der Kleingeschiebekategorien werden im Kapitel 3.4.5 ab Seite 32 erläutert.

2 Kenntnisstand

2.1 Forschungen zur Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse im Baruther und zwischen Baruther und Berliner Urstromtal

Bereits 1880, wenige Jahre nach der Anerkennung der Glazialtheorie für Norddeutschland, legte G. BERENDT in seiner Geognostischen Beschreibung der Umgegend von Berlin seine Gedanken zur Entstehung der drei mittelbrandenburgischen Urstromtäler nieder. Sie waren bereits von GIRARD (1855) in die geowissenschaftliche Literatur eingeführt worden. Außer dem Verlauf der drei großen Haupttäler erkannte BERENDT (1880) das Baruther Urstromtal als das älteste an. Das Berliner und das Eberswalder Urstromtal sind dementsprechend jünger und entstanden mit dem Zurückschmelzen des Inlandeises nach Norden. BERENDT (1880) beschrieb als erster die zwischen dem Baruther und Berliner Urstromtal gelegenen Abflussbahnen und Platten südlich von Berlin. Seine Erläuterung zur Inbetriebnahme des Berliner Urstromtales auf den Seiten 12 und 13 wirkt selbst nach 120 Jahren noch modern: „Es erklärt sich sodann leicht, wie bei der allmähigen Entstehung des zweiten, des Berliner Hauptthales, welches an sich ziemlich die Mitte ... zwischen den beiden norddeutschen Bodenerhebungen (*der nördliche und der südliche Landrücken – der Verfasser*) einnimmt, die Wasser des ersten oder Baruther Hauptthales unter Benutzung der vorhandenen südnördlichen Rinnen und Schluchten hierhin allmähig mehr und mehr ihren Abfluss suchten und fanden. Es geschah dies, wie eben die zahlreichen Auswaschungsthäler zwischen den beiden Hauptthälern in der ganzen Südhälfte der vorliegenden Karte zeigen, allmähig d. h. durch mehr und mehr stromaufwärts rückende Verbindungen.“

Die Betonung des Allmählichen in BERENDTs Arbeit wurde in den Folgejahren nicht oder kaum berücksichtigt. Besonders bei den Arbeiten zur Entwicklung des Baruther Urstromtales setzte sich eine relativ statische Auffassung durch, die wiederholt Anlass zur Kritik gab. Im Extremfall wurde von den Kritikern die Existenz eines durchgehenden Baruther Urstromes in Abrede gestellt (z.B. WUNDERLICH 1917). Ursache war die von KEILHACK (1899) begründete Verknüpfung der Eisrandlagen über vorgelagerte Sander mit den dazugehörigen Urstromtälern. Sie leistete einer Schematisierung Vorschub. Die Urstromtäler und Sander wurden fortan als gleichaltrig mit den Eisrandlagen aufgefasst. Ein mehrphasiger Abfluss, wie er im nördlichen Alpenvorland sehr früh erkannt wurde, blieb in Norddeutschland lange

Zeit unbeachtet. So wurde das an vielen Stellen vorhandene ungleichsinnige Gefälle der Urstromtäler verschieden interpretiert. Zu den Autoren, die einen durchgehenden Baruther Urstrom ablehnten, gehören außer WUNDERLICH (1917) noch SOLGER (1907) und TIETZE (1911). Auch WAHNSCHAFTE (1924) war ein Kritiker des durchgehenden Glogau-Baruther Urstromes. Eine Verlängerung des Baruther Tales östlich über die Neiße hinaus lehnte er ab. TIETZE rückte 1914 und 1916 von seinen älteren Vorstellungen ab und wurde zu einem Befürworter des durchgehenden Baruther Urstromes. Die Umgestaltung des Urstromtalbodens verlegte er in das Postglazial.

Ende der zwanziger Jahre begann die Abkehr vom rein statischen Modell der glazialen Serie. SCHUCHT (1923) bemerkte erstmals, dass der Boden des Baruther Urstromtales zu seinen Rändern hin ansteigt. Dass es sich dabei um Terrassen handelt, lehnte er aber ab. Er berief sich bei seiner Ablehnung vor allem auf die fehlenden scharfen Terrassenkanten. KORN und UDLUFT (1928) beschrieben in ihrer Erläuterung zur geologischen Karte des Blattes Werben die Unterschneidungskante am Übergang vom Baruther Urstromtal zu den Sandern nördlich des Oberspreewaldes und kamen zu einer anderen Schlussfolgerung: „Diese Stufe deutet an, daß das Urstromtal länger der Abführung großer Wassermengen gedient hat, als der Sander der Lieberoser Endmoräne aufgeschüttet wurde.“ (KORN und UDLUFT 1928, S. 9). Auch HELPAP (1935) erwähnte diese Kante.

Wegweisend für das Untersuchungsgebiet bleibt die 1936 erschienene Arbeit von LEMBKE „Von der Urspreet zum heutigen Spreelauf“. Erstmals nach BERENDTs Ansätzen von 1880 wird die glazifluviale Entwicklung im engeren Arbeitsgebiet beschrieben. LEMBKE (1936) orientiert sich bei der Rekonstruktion der Abflussentwicklung konsequent an den vorhandenen Höhenverhältnissen. Das Baruther Urstromtal um den *locus typicus* Baruth sah er als weitgehend einphasig gebildet an. Trotzdem verzeichnete LEMBKE (1936) in der Karte zu seinem Aufsatz eine Unterschneidungskante am Sander nördlich von Baruth, erwähnte sie aber nicht im Text (siehe Abb. 4, S. 16).

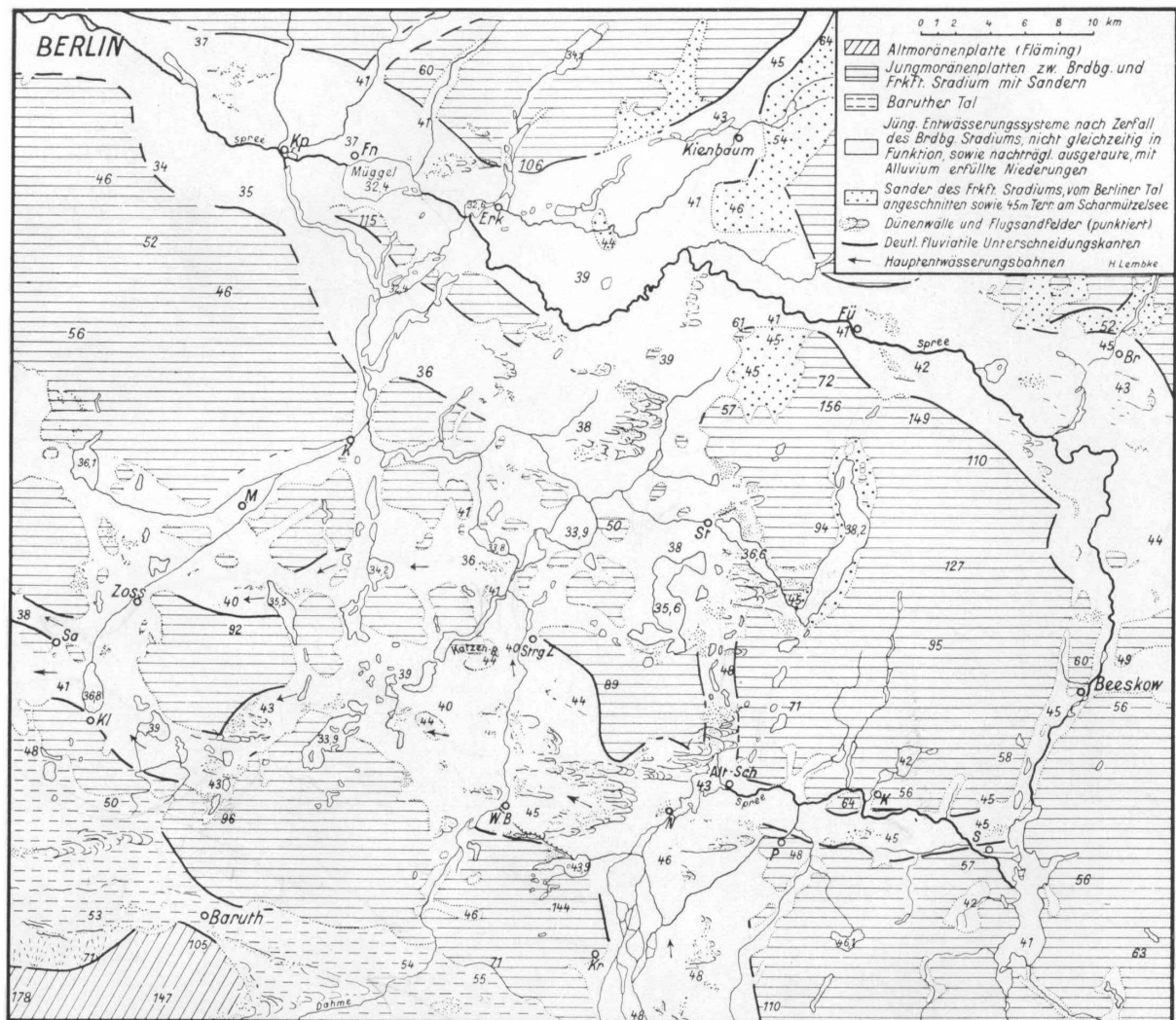


Abb. 4: Morphologische Karte des Flußgebietes der Oberspree (aus LEMBKE 1936, S. 144)

Er sah die tiefe Lage des Rücklandes der Brandenburger Eisrandlage als Ursache für die schnelle Ablenkung der Schmelzwässer aus dem Baruther Urstromtal über das Gebiet des Unterspreewaldes nach Norden an. In den nordwestlich sich anschließenden Talsandgebieten unterteilte LEMBKE (1936) das Abflussgeschehen in drei Phasen. Zuerst flossen die Schmelzwässer über Groß Köris, Töpchin, Klausdorf, Lüdersdorf und Zauchwitz in Richtung auf Beelitz. Dort erreichten sie wieder das Baruther Urstromtal. Der Brücker Abschnitt des Urstromtales war damit länger durchflossen als der Baruther. In einer zweiten Phase fiel mit der Inbetriebnahme des Abflussweges in Richtung Potsdam der Brücker Abschnitt ebenfalls trocken. Der Abfluss kann dabei nach LEMBKE (1936) sowohl über Töpchin als auch über die Prieroser Pforte und Schöneiche, Zossen in Richtung Saalow erfolgt sein. Von dort aus nahmen die Schmelzwässer ihren Weg an

Christinendorf vorbei über das untere Nuthetal nach Potsdam. Er weicht damit deutlich von BERENDT (1880) ab, der zunächst einen Abfluss von Christinendorf nach Beelitz sah, der dann erst in Richtung auf Potsdam umschwenkte. Einig sind sich beide Autoren in der Frage der jüngsten, dritten Abflussphase, die in Richtung Berlin erfolgte. Anders als BERENDT (1880) verknüpfte LEMBKE (1936) diesen jüngsten Abfluss lückenlos vom Unterspreewald über die Prieroser Pforte bis in das Berliner Urstromtal. Er folgerte daraus, dass das Baruther Urstromtal bis zum Spreewald und das Berliner Urstromtal westlich von Berlin in dieser Phase zeitgleich in Betrieb waren.

In den fünfziger Jahren kehrten BEHRMANN (1949/50) und SCHOLZ (1958) wieder zu den älteren statischen Auffassungen zurück. Die vorherigen Ansätze einer mehrphasigen Urstromtalentwicklung werden in diesen Arbeiten nicht berücksichtigt. Der Boden des Baruther Urstromtales wird von beiden Autoren als weitgehend gleichaltrig mit der Brandenburger Eisrandlage aufgefasst.

Endgültig aufgesprengt wurde die statische Betrachtungsweise der Urstromtäler durch die Arbeiten von LIEDTKE (1957) und MARCINEK (1961a) zum Eberswalder beziehungsweise Baruther Urstromtal. Die Urstromtäler führten auch noch nach Aufgabe der zugehörigen Eisrandlage die Schmelzwässer einer oder mehrerer jüngerer Rückzugsstadien ab. LIEDTKE (1957) prägte dafür den Begriff des mehrmaligen Durchflusses. Durch die Erosion der jüngeren Schmelzwässer wurde der Boden der Urstromtäler tiefergelegt. Aus diesem Grunde grenzen die älteren Sander mit einer deutlichen Stufe an den jüngeren Urstromtalboden. Das ältere, obere Urstromtalniveau ist als Terrasse nur noch in Resten erhalten.

Im nordwestlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Havelland kam es in den Urstromtalungen nicht zur Ausbildung ausgeprägter Terrassen, da in dem tiefliegenden Gebiet die Schmelzwässer in erster Linie akkumulierten und nur gering erodierten (WEISSE 1966, WEISSE in SCHROEDER [Hrsg.] 1997). Die Niederungsbereiche Westbrandenburgs werden vom selben Autor als „nachträglich glazifluvial verschüttete Landschaften“ bezeichnet (WEISSE in SCHROEDER [Hrsg.] 1997, S. 58).

Für den Abschnitt des Baruther Urstromtales innerhalb des Arbeitsgebietes belegte MARCINEK (1961a) einen zweimaligen Abfluss über Baruth. Das obere, ältere

Niveau in etwa 60 m ü. NN ordnete er der Brandenburger Eisrandlage zu. Diese Phase bezeichnete er als Älteren Baruther Urstrom. Das tiefere, jüngere Niveau verknüpfte er mit der Saarmund-Reicherskreuzer-Staffel, einer Rückzugstaffel der Brandenburger Eisrandlage. Das tiefere Niveau des Jüngeren Baruther Urstromes liegt östlich von Baruth in etwa 54 m ü. NN. Von Baruth bis Luckenwalde dacht es sich bis auf 52 m ü. NN ab. Die Terrassen des oberen Niveaus finden sich nur noch am Südrand des Urstromtales, besonders zwischen Baruth und Luckenwalde. Das bereits von SCHUCHT (1923) beschriebene Fehlen scharfer Terrassenkanten im Urstromtal erklärte MARCINEK (1961a) durch periglaziale Prozesse, verbunden mit dem Abgleiten des Urstromes vom Nordrand des Fläming nach Norden. Das Problem des gegenläufigen Talgefälles im Bereich der Kolzenburger Enge löst er mit der Annahme eines periglazialen Nutheschwemmkegels (siehe Kapitel 2.4.).

Das von MARCINEK (1961a und 1968) dargelegte Abflussgeschehen nördlich des Baruther Tales deckt sich weitgehend mit den von LEMBKE (1936) beschriebenen Wegen.

Neue Aspekte zur Entwicklung der glazifluvialen Abflusswege im Arbeitsgebiet werden mit den zeitgleich zu den eigenen Geländearbeiten durchgeführten Untersuchungen von BÖTTNER (1999) hinzugefügt. Durch die Betrachtung der Höhenverhältnisse innerhalb der Talsandfläche von Märkisch Buchholz kommt er zu dem Schluss, dass der von LEMBKE (1936) postulierte Schmelzwasserabfluss durch die Prieroser Pforte nicht den Abschluss der glazifluvialen Entwicklung bildete. Nach BÖTTNER (1999) flossen die Schmelzwässer zunächst durch die Prieroser Pforte in Richtung Potsdam, um sich danach ihren Weg in das Berliner Tal zu bahnen.

Die Prieroser Pforte fiel später mit der Verlagerung des Abflusses in zwei westlich gelegene Durchlässe trocken. Der jüngste Schmelzwasserabfluss innerhalb der Talsandfläche wird von BÖTTNER (1999) als Klein Köriser Abflussbahn bezeichnet (siehe Abb. 5).

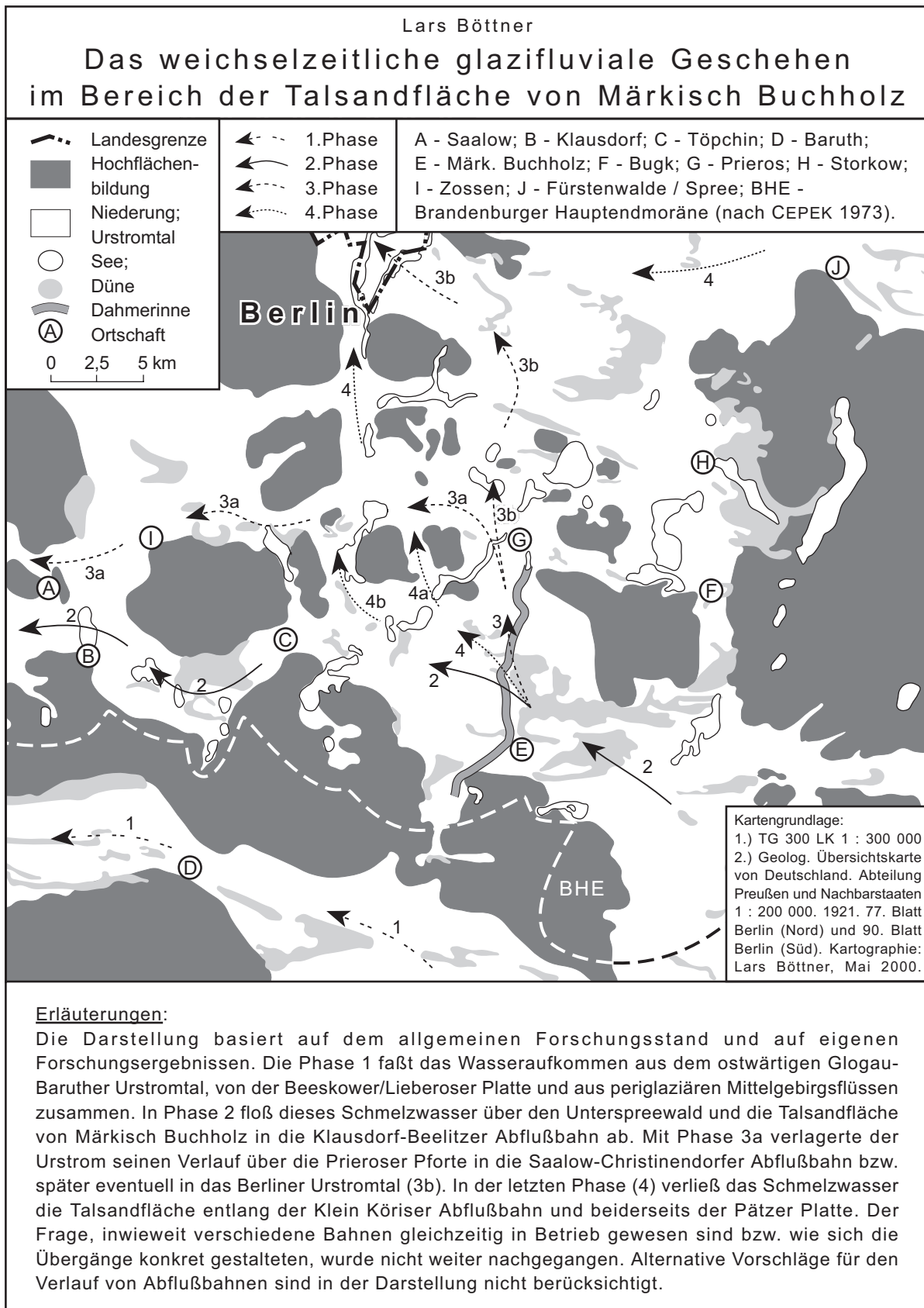


Abb. 5: Das weichselzeitliche glazifluviale Geschehen im Bereich der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz
(Autor: L. BÖTTNER)

2.2 Kenntnisstand zum südlichsten Vordringen des weichselzeitlichen Inlandeises und zum Verlauf der Brandenburger Eisrandlage

Die Bezeichnung Brandenburgische Phase der Weichselvereisung oder Brandenburger Endmoräne geht auf eine Arbeit von WOLDTSTEDT (1925) zurück. Dieser Begriff setzte sich in der deutschsprachigen Literatur gegenüber der von TIETZE (1911) geschaffenen Bezeichnung Lissaer (pol. Leszno) Endmoränen durch. In der polnischsprachigen Literatur hat sich für die Fortsetzung der Brandenburger Phase jenseits der Neiße der Name Leszno-Phase etabliert. Dabei war es zunächst umstritten, ob diese Endmoränen überhaupt der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises entsprachen. Besonders KEILHACK (zuerst 1898) ging von einem weichselzeitlichen Eisvorstoß bis auf den südlichen Landrücken aus. WUNDERLICH schloss sich ihm 1917 an. Demgegenüber vertrat TIETZE (1916) die Meinung, dass der maximale Eisrand während der letzten Eiszeit das Baruther Urstromtal nicht überschritt. Andererseits brachte er aber erste Hinweise für einen Vorstoß des Weichselgletschers über die Brandenburger Endmoräne hinaus, der von ihm als Bartsch- (pol. Barycz-) Vorstoß bezeichnet wurde. Die morphologische Wirkung dieses Vorstoßes beschrieb er als gering. HELPAP (1935) ging in seiner Arbeit mit diesen Anschauungen weitgehend konform. Vorher hatte allerdings GRIPP (1924) klare Kriterien zur Unterscheidung von Jung- und Altmoränenland aufgestellt. Den südlichen Landrücken stufte er als Altmoränenlandschaft ein, während das nördlich sich anschließende Gebiet dem Jungmoränenland zugerechnet wurde. Diese deutliche Trennung bewirkte, dass der mögliche Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises über die Brandenburger Endmoräne hinaus von vielen Autoren angezweifelt wurde. Erst MARCINEK (1961a) griff den Gedanken wieder auf. Er kartierte auf dem Baruther und auf dem Brandsander Hohlformen, deren Genese er sich nicht ohne Toteis vorstellen konnte. Auch im östlich sich anschließenden Gebiet der Lieberoser Platte belegte LIEBETRAU (1971) einen Vorstoß des Eises über die Brandenburger Eisrandlage hinaus.

KOZARSKI (1975) deutete auf den Außensandern in Polen zu findende Hohlformen als Aufeisbildungen gefrierenden Wassers. Einen Vorstoß über die Leszno Endmoränen hinweg lehnte er ebenso wie LIEDTKE (1975) ab.

Fortgesetzt wurde die Diskussion um den Maximalvorstoß des weichselzeitlichen Gletschers ab Ende der 80-er Jahre. WALTHER (1990) und BROSE (in

SCHROEDER [Hrsg.] 1995) beschrieben Hohlformen südlich bzw. in Schleswig-Holstein westlich der Brandenburger Eisrandlage, die auf ausschmelzendes Toteis zurückgeführt wurden. Andererseits deutet NOWACZYK (2000) Hohlformen im Glogau-Baruther Urstromtal knapp östlich der Neiße als Pingorelikte. Den fehlenden Wall um die Hohlformen erklärt er mit dessen Beseitigung durch äolische Prozesse.

Ebenso konträr standen sich die verschiedenen Auffassungen über den genauen Verlauf der Brandenburger Eisrandlage gegenüber. Ihre lückenhafte, zum Teil undeutliche Ausbildung stellte eine sinnvolle Verknüpfung der eindeutig ausgebildeten Bereiche vor große Probleme. Innerhalb des Arbeitsgebietes betraf das vor allem den Abschnitt zwischen Baruth und Luckenwalde. Die Karte in Abb. 6 mit den jüngeren Arbeiten zum Verlauf der Eisrandlage verdeutlicht diese Schwierigkeiten. Während über den Verlauf der Eisrandlage bei Luckenwalde und nördlich von Baruth relative Einigkeit besteht, liegen die postulierten Eisrandlagen zwischen den beiden Städten bis zu 15 km auseinander. Zum Teil kreuzen sie sich in einem Winkel von 90°.

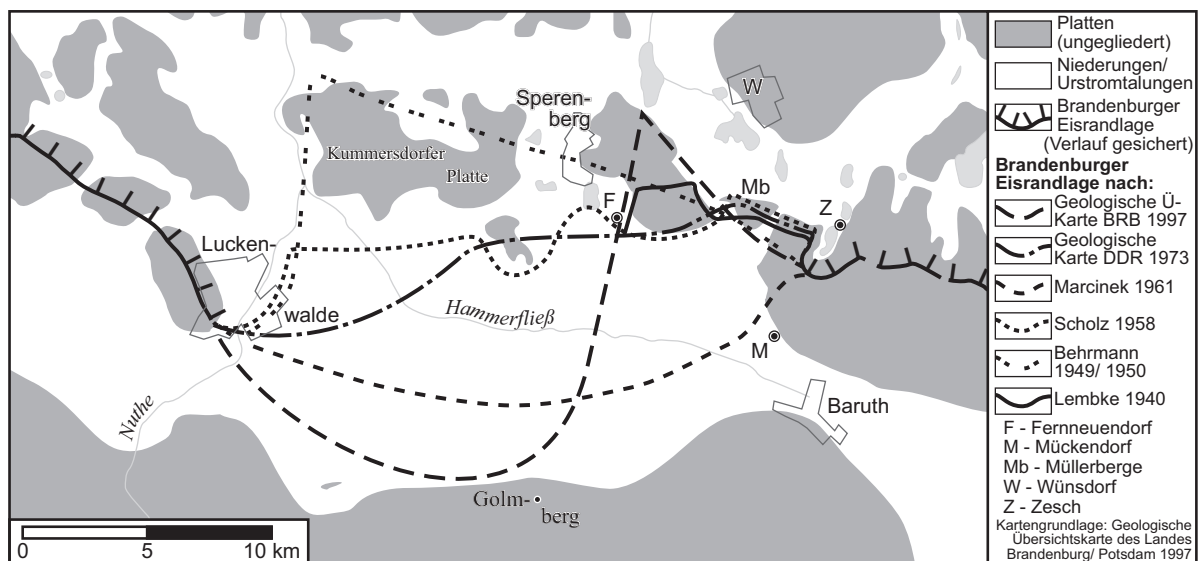


Abb. 6: Die Brandenburger Eisrandlage zwischen Baruth und Luckenwalde nach verschiedenen Autoren

Der Großteil der Autoren vertritt die Auffassung, dass knapp östlich von Luckenwalde die Eisrandlage unterschiedlich stark nach Norden zurückspringt. Das gering reliefierte Areal südlich davon wurde von ihnen als nicht eisüberfahren eingeschätzt. Nach BEHRMANN (1949/50) springt die Eisrandlage östlich von Luckenwalde sehr kräftig zurück. SCHOLZ (1958) legte ihren Verlauf südlich der Kummersdorfer Platte fest. Im Unterschied dazu postulierte LEMBKE (1940) keine Eisrandlage zwischen

Luckenwalde und Baruth und ließ ihren Verlauf in diesem Gebiet offen. Erst bei Sperenberg nähern sich die verschiedenen Versionen der Brandenburger Eisrandlage wieder an, ohne jedoch konform zu verlaufen. LEMBKE (1940) verzeichnete südöstlich von Sperenberg bei Fernneuendorf einen Sander und zog die Eisrandlage nördlich des Sanderabfalles. In Richtung Osten vertritt nach Meinung der meisten Autoren ein kleiner Hochflächenrest – die Müllerberge 4 km westlich von Zesch – die Brandenburger Eisrandlage. Südlich des Dorfes Zesch tritt die Randlage wieder modellhaft hervor und wird eindeutig.

Einen anderen Weg gingen MARCINEK (1961a) und LIPPSTREU et al. (Geologische Übersichtskarte von Brandenburg – 1997). Der fehlende Nordrand des Urstromtales veranlasste die Autoren, den Brandenburger Eisrand bis weit in das Baruther Urstromtal vorzuziehen. MARCINEK (1961a) hielt sich an den Verlauf der 52,5 m Höhenlinie, schloss aber ein weiteres Vordringen des Eises nach Süden nicht aus. Der Sander südöstlich von Sperenberg wurde von ihm als ein jüngerer Sander angesprochen, auch wenn er mit einem Fragezeichen Unklarheiten andeutete. LIPPSTREU et al. (1997) zogen den Eisrand bis fast an den Golmberg heran, ließen ihn dann aber bis zum bereits erwähnten Sander zurückspringen. Abweichend von allen anderen Autoren verläuft für MARCINEK (1961a) die Eisrandlage in Richtung Zesch nicht über die Müllerberge, sondern knapp nördlich von Mückendorf.

Im Bereich südlich von Teupitz weichen die verschiedenen Versionen der Randlage nur unwesentlich voneinander ab. Die Eisrandlage wurde an den Nordrand des Baruther Sanders gelegt. MARCINEK (1961a) beschrieb auf dem Baruther Sander unterschiedlich hohe Niveaus, billigte ihnen aber keine Eigenständigkeit zu. Probleme bereitet erst wieder das Aussetzen einer eindeutig ausgebildeten Randlage im Gebiet des Oderiner Beckens. Während die meisten Autoren den Eisrand quer durch das Becken legten, suchte ihn MARCINEK (1961a) bei Staakow, etwa 3–4 km südlich dieser Linie. Er konnte sich die Landschaftsogenese nördlich des Dorfes nicht ohne die Mitwirkung von Toteis vorstellen. Erst der Abfall des Brandsanders am Westrand der Krausnicker Platte führt die unterschiedlichen Ansichten zur Eisrandlage wieder zusammen, da sie im Bereich der Krausnicker Berge sehr kräftig ausgebildet ist.

Südöstlich der Krausnicker Berge verlieren die Brandenburger Endmoränen wieder

zunehmend an Höhe. Die große Niederung der Spree unterbricht hier die Randlage, die sich erst 20 km ost-südöstlich wieder eindeutig nachweisen lässt. Auch hier bestehen zum Teil deutliche Meinungsverschiedenheiten. Für fast alle Autoren biegt der Eisrand von den Krausnicker Bergen mehr oder weniger stark nach Norden zurück. Lediglich MARCINEK (1961a) wich einmal mehr von den vorgegebenen Pfaden ab. Aufgrund der Höhenverhältnisse im Bereich der Lübbener Pforte muss nach seiner Meinung das Inlandeis an der Treppendorfer Höhe gelegen haben, so dass er den Eisrand auch hier sehr weit nach Süden vorschob.

Abschließend bleibt festzustellen, dass trotz der vorliegenden Arbeiten der Verlauf der Brandenburger Eisrandlage über weite Strecken unbefriedigend geklärt ist.

2.3 Forschungen zur Genese und zum geologischen Aufbau der Platten im Arbeitsgebiet

Die ersten Arbeiten zur Genese der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins gehen ebenfalls auf BERENDT (1880, 1882a, 1882b) zurück. Bereits in der Arbeit von 1880 beschrieb er die Farbe des oberen Diluvialmergels als ausnahmslos gelb, die des unteren Mergels als grau oder braun, wobei ausnahmsweise auch gelbliche Farbtöne auftreten können. In den Erläuterungen zu den geologischen Messtischblättern (1882) finden sich Profile, die die Mächtigkeit des oberen Mergels mit maximal 2 Metern angeben. Der untere Geschiebemergel war zu dieser Zeit in zahlreichen Tongruben in deutlich größerer Mächtigkeit aufgeschlossen.

Die Untergliederung in oberen und unteren Geschiebemergel war bei BERENDT noch rein stratigraphisch. Die nachfolgende Generation verwendete bereits die Gliederung in Elster-, Saale-, und Weichselvereisung. Sie begann vor dem Ersten Weltkrieg mit der Kartierung weiterer Blätter. Diese konnten aber erst zu Beginn der zwanziger Jahre herausgegeben und erläutert werden. FLIEGEL (1923) ging über die Beobachtungen von BERENDT (1882a und 1882b) noch hinaus, indem er dem oberen, weichselzeitlichen Geschiebemergel auch ein ausgeprägt lückenhaftes Vorkommen zuschrieb. Er erwähnte die aufgeschlossenen saalezeitlichen Staubeckensedimente und beschrieb anschaulich deren Stauchung. Das Alter dieser Störungen bestimmte er nicht.

Da jüngere Spezialarbeiten zu diesem Gebiet kaum zu finden sind, wird an dieser Stelle auf relevante Arbeiten zu benachbarten Räumen hingewiesen:

HANNEMANN (1965) betonte aufgrund seiner Untersuchungen in Ostbrandenburg erstmals die geringe morphologische Wirksamkeit des letzten Inlandeises. Die mächtigen Stauchungen im Untergrund sind älterer, meist saalezeitlicher Anlage. HANNEMANN (1965) gliederte im Jungmoränenland südöstlich Berlins verschiedene saalezeitliche Stauchungskomplexe aus, deren östlichster Zweig die Krausnicker Berge sind. Für Tieflandsverhältnisse überragen sie zum Teil sehr deutlich ihre Umgebung (100 m und mehr). Das weichselzeitliche Eis hat diese Strukturen zwar überfahren und nachmodelliert, die Anlage der Großreliefformen ist aber älter. Außerdem passte sich das jüngste Inlandeis in seiner Bewegung an das vorgegebene Relief an. LIEBETRAU (1971) unterstützte durch seine Arbeiten auf der Lieberoser Hochfläche diese Thesen. Er beschrieb dort im Jungmoränenland nördlich der Brandenburger Randlage jüngere, zum Teil toteisgestörte Sander. Deren Niveaus bestimmte er über nicht oder kaum nachgesackte Bereiche.

Die quartäre Schichtenfolge des unmittelbar nördlich gelegenen Teltowplateaus beschrieb HERMSDORF (1995). Ausgehend vom dichten Bohrpunkt- und Aufschlussnetz im südlichen Berliner Umland erwiesen sich die weichselzeitlichen Sedimente auch hier als relativ geringmächtig. Jedoch kann die Mächtigkeit der Vorschüttssande unterhalb des oberen Geschiebemergels durchaus 20 m erreichen. Im Unterschied zu HANNEMANN (1965) in Ostbrandenburg schätzte er die Wirkung des jüngsten Inlandeises als moderat ein. HERMSDORF (1995) beschrieb das fast völlige Fehlen von Nachschüttbildungen auf dem Teltow und führte dieses auf eine Plombierung des Plateaus mit Toteis zurück.

In der Potsdamer Glaziallandschaft untergliederte WEISSE (zuletzt in SCHROEDER [Hrsg.] 1997) zahlreiche Typen der weichselzeitlichen Grundmoräne und der dazugehörigen Sedimente. Trotz aller Unterschiede im Feinbau der verschiedenen Typen wird von ihm die Mächtigkeit des jüngsten Tills als gering eingestuft (2–4 m).

Keine Einigkeit herrscht im Arbeitsgebiet über das Rückschmelzgeschehen von der Brandenburger Eisrandlage. BEHRMANN (1949/50) und SCHOLZ (1958) beschrieben nördlich davon mehrere Rückzugsstadien. Ihre Herangehensweise, einzelne isolierte Höhen oder Verzweigungen von Glazialen Rinnen miteinander zu einer Eisrandlage zu verknüpfen, wird aber von anderen Wissenschaftlern (z.B. LIEDTKE 1975, S. 63) abgelehnt.

Die Autoren der Geologischen Übersichtskarte des Landes Brandenburg (LIPPSTREU et al. 1997) gliedern ebenfalls Rückschmelzhalte aus, betonen aber die Probleme bei deren Festlegung, da sie auch räumlich eng begrenzte Eisvorstöße für möglich halten.

2.4 Kenntnisstand zur spätglazialen und holozänen Gewässernetz- und Landschaftsentwicklung im Jungmoränenland südlich Berlins

Die älteren Arbeiten beschäftigten sich in erster Linie mit der Klärung des glazialen und glazifluvialen Geschehens. Erst LEMBKE (1936) widmete sich in seinem bereits erwähnten Aufsatz den Fragen der jüngeren Flussentwicklung. Er erkannte erstmals, dass sich das Gefälle der Urstromtalung nördlich des Unterspreewaldes nach Nordwesten in Richtung Märkisch-Buchholz hin fortsetzt. Die Spree benutzt diesen glazifluvial vorgezeichneten Weg aber nicht, sondern fließt statt dessen in östlicher Richtung über die Schwielochseerinne in das Berliner Urstromtal, obwohl der Weg über Märkisch-Buchholz viel kürzer ist. Nach LEMBKE (1936) floss die Urspre, vermischt mit geringen Resten von Schmelzwasser, zunächst über den kürzeren Weg nach Norden ab. Aber bereits 1940 sprach LEMBKE nur noch von der Spree und ließ, wohl bedingt durch die vorgegebene Knappheit der Veröffentlichung, die Schmelzwässer außer Acht. Der Fluss nahm dabei bei Märkisch-Buchholz die Dahme als Nebenfluss auf. Erst im Spätglazial ist es den zwischen Märkisch-Buchholz und dem Neuendorfer See in großer Mächtigkeit aufgewehten Dünen gelungen, die Spree nach Osten abzudrängen. Ausschmelzendem Toteis wurde von ihm lediglich eine unterstützende Wirkung zugebilligt. Dieser Gedanke wurde auch in jüngeren Arbeiten wiederholt erwähnt, wobei vor allem MARCINEK (zuletzt MARCINEK in LIEDTKE und MARCINEK [Hrsg.] 1994; BROSE und MARCINEK in SCHROEDER und NOWEL [Hrsg.] 1995; LIPPSTREU mit Beiträgen von BROSE und MARCINEK in BENDA [Hrsg.] 1995) im Ausschmelzen des Toteises die Hauptursache der Spreeablenkung sah. Für LEMBKE (1936) liegt in der Flussablenkung auch der Hauptgrund für den heute unterschiedlichen Landschaftscharakter des Spreewaldes im Vergleich zur Dahme bei Märkisch-Buchholz. An der Spree existiert ein ausgedehntes Feuchtgebiet, weil sich der Fluss wegen des geringen Gefälles nicht einschneiden konnte. Anders an der Dahme, wo sich nach LEMBKE (1936) der Fluss bis zu 7 m in die Talsandfläche eingetieft hat. Dort stocken heute weite Kiefernforsten auf den trockenen Talsanden.

Eine weitere wesentliche Laufveränderung der Spree wurde von CEPEK (1965) festgestellt. Er datierte mit seinen Untersuchungen zur Genese der „Oberen Talsandfolge“ im Lausitzer Urstromtal den Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall auf etwas mehr als 20 000 Jahre vor heute. Bei einem älteren Durchbruch ist die Genese der „Oberen Talsande“ nicht erklärbar. Gleichzeitig verknüpfte er die älteste Spreeterrasse nach dem Durchbruch mit dem oberen Baruther Urstromtalniveau und damit mit der Brandenburger Eisrandlage.

Ab Ende der sechziger Jahre entwickelte MARCINEK (1968 und 1969), basierend auf den Ergebnissen zahlreicher Autoren, ein allgemeines Modell der Gewässernetzentwicklung im nordostdeutschen Jungmoränenland. Er unterschied dabei 5 verschiedene Phasen der (Fließ-)Gewässernetzentwicklung. In der ersten, glazifluvialen Phase waren die großen weichselzeitlichen Urstromtäler in Funktion. Die aus dem Süden kommenden Flüsse mündeten als Nebenflüsse ein. Mit dem Zurückschmelzen des Eises und der sukzessiven Verlagerung des Schmelzwasserabflusses nach Norden begann die periglazial-fluviale Phase. Die großen trockenengefallenen Urstromtalungen „gehörten“ jetzt den kleinen, aus dem Süden zufließenden Flüssen. Auf dem Dauerfrostboden konnten sich bei fehlender Versickerung Täler neu bilden, z.T. über verschüttetem Toteis.

Eine wichtige Zäsur ist mit der spätglazial-altholozänen Übergangsphase verbunden, in der es aufgrund des Toteistieftauens und der Auflösung des Dauerfrostbodens zu teilweise bedeutenden Veränderungen im Gewässernetz kam. Durch den Toteisaustau entstanden die meisten Seen im Jungmoränenland. Bei den Fließgewässern schalteten sich einerseits die neu entstandenen Seen in die Flussläufe ein. Auf der anderen Seite erfolgten bedeutende Laufverlegungen, wie die der Spree, aber auch die der Havel nördlich und westlich von Berlin. Als Ergebnis entstand das unübersichtliche, seenreiche Gewässernetz des Jungmoränenlandes.

Gleichzeitig änderte sich in dieser Phase die Gerinnebettentwicklung der Flüsse. Während man für das Hoch- und frühe Spätglazial einen *braided-river* Abfluss annimmt, bildete nun die Spree im Berliner Urstromtal Großmäander aus. Sie sind bis in die Gegenwart Gegenstand intensiver Forschungen (zuletzt SCHULZ und STRAHL 1997 und CARLS in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997). Ihre Bildungszeit konnte sicher in das Spätglazial gestellt werden, wahrscheinlich in das Bölling.

Südlich des Berliner Urstromtales wurden ähnliche Formen bisher nicht beschrieben. Verwiesen sei an dieser Stelle auf die Arbeiten polnischer Wissenschaftler an Oder, Warthe und Weichsel. An der Warthe belegte KOZARSKI (1977) einen Wechsel der Gerinnebettmuster von Verwilderungsstrukturen über Groß- bis hin zu Kleinmäandern. Das Mäandrieren setzte am Beginn des Spätglazials ein (KOZARSKI 1983). Spätglaziale *braided river*-Strukturen wurden im norddeutschen Jungmoränenland bisher nicht eindeutig belegt.

In der Nacheiszeit werden von MARCINEK (1968) noch eine natürlich-holozäne Phase – mit geringen Veränderungen bei den Fließgewässern aber fortschreitender Verlandung der Seen – und eine anthropogen beeinflusste holozäne Phase – mit zunehmendem menschlichen Einfluss auf alle Gewässertypen – unterschieden.

Außer für Spree und Dahme legte er auch für die Nuthe ein Modell der spätglazialen Entwicklung dar. Ausgehend von der Tatsache, dass das Baruther Urstromtal südlich von Luckenwalde kein gleichsinniges Gefälle hat, wird von ihm ein großer (35 km²) periglazialer Nutheschwemmkegel postuliert. Dieser höhte den Urstromtalboden bis zu 5 m über das vorhandene Niveau auf. Wörtlich schreibt er dazu (MARCINEK 1961a, S. 37): „Entscheidend für den verlorengegangenen Urstromtalcharakter südlich und südwestlich Luckenwalde ist jedoch die Nuthe, die vom Fläming zufließt. Nach Versiegen des jüngeren Baruther Urstromes konnte sie unter periglazialen Bedingungen einen Schwemmkegel auf dem verlassenen Urstromtalboden ausbreiten, wobei ihr Wasser zunächst in Gefällerrichtung nach Westen abfloss und noch den Nettgendorfer Schmelzwasserzufluss (*ein jüngerer Sander 4 km nordwestlich von Luckenwalde – Anm. d. Verf.*) mit einer kleinen Stufe versah. Neben dem Material der periglazialen Nuthe wird die Anwehung von Flugsand ... für die Aufhöhung des periglazialen Schwemmkegels eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt haben, wie es die später auf den Schwemmkegel aufgesetzten Dünen beweisen... Später wurde für die Nuthe ein günstigerer Abflussweg frei, der das Wasser in die heutige Laufstrecke zog. Ihr Bett senkte sich infolge der neuen Erosionsbasis in ihren Schwemmkegel ein.“ Auch 10–15 km östlich von Luckenwalde, südlich der Dörfer Paplitz, Lynow und Stülpe, wurde nach MARCINEK (1961a) der Boden des Urstromtales durch Schwemmkegelbildung bis zu 25 m aufgehöhht, wobei die Schwemmkegel vor heute nicht mehr aktiven Trockentälern liegen. Auch die Autoren der Geologischen Übersichtskarte von Brandenburg

(LIPPSTREU et al. 1997) deuten den Südrand des Baruther Urstromtales in diesem Abschnitt weitflächig als periglaziär aufgehöhht.

Nur unbefriedigend geklärt ist die Datierung des Durchbruches der Dahme durch die Brandenburger Eisrandlage im Bereich des Oderiner Beckens. Während nach MÖHRICKE (1989) die Dahme spätestens seit dem ältesten Holozän nördlich der Eisrandlage vorhanden ist, stellte JUSCHUS (in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997) den Dahmedurchbruch mindestens in das Spätglazial. Für das Holozän beschrieb der Autor die Entwicklung des Flusses im südlichen Oderiner Becken. Eine genaue Datierung des Durchbruches der Dahme durch die Brandenburger Eisrandlage steht allerdings aus. Weiter nördlich untersuchte BÖTTNER (1999) in seiner bereits erwähnten Arbeit eine bedeutende Laufänderung der Dahme innerhalb der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz. Aufgrund einer über verschüttetes Toteis gewehten Dünenbarriere wich der spätglaziale Fluss über die Klein Köriser Abflussbahn nach Nordwesten aus und bildete so die heutige Stintgrabenniederung. Erst das weitere Tieftauen des Eises gab den heutigen, nordwärts gerichteten Lauf frei. Die Dahme hat sich nicht aktiv in die Talsandfläche eingeschnitten, sondern folgt in ihrem heutigen Lauf von Teurow bis Prieros einer Glazialen Rinne. Dass die von LEMBKE (1936) postulierte Urspreet dort entlangfloss, wird von ihm ausgeschlossen.

Große Teile des Arbeitsgebietes, besonders der Talsandbereiche, werden von Dünen geprägt. Zu diesem Thema liegt die Bearbeitung von DE BOER (1995) über äolische Prozesse im Baruther Urstromtal vor. Seinen Untersuchungen zufolge setzte die Akkumulation der Dünen in ausgewählten Bereichen des Urstromtales bereits unmittelbar nach deren Trockenfallen ein. Diese Dünen liegen den Urstromtalsanden direkt, ohne dazwischengeschaltete Bodenbildung auf. Im Spätglazial kam es im Präbölling und in der Jüngeren Dryas zu zwei weiteren Hauptphasen der Dünenbildung. An der Basis der präböllingzeitlichen äolischen Bildungen sind nach DE BOER (1995) sandlössähnliche Sedimente zu finden. Außerdem bildeten sich im Urstromtal großflächige Flugsanddecken aus, die morphologisch kaum hervortreten. In der Jüngeren Dryas wurden die im Bölling und Alleröd festgelegten Dünen weitergebildet. Holozäne äolische Sande lassen sich meist durch Bodenbildungen sicher vom liegenden Substrat trennen, wobei die Hauptphasen der äolischen Aktivitäten im Holozän durch anthropogene Eingriffe initiiert wurden.

3 Arbeitsmethoden

3.1 Kartenarbeit

Für die Arbeit wurde sowohl historisches als auch aktuelles Kartenmaterial verwendet. Das Kartenmaterial leistete bei den Geländearbeiten unersetzliche Dienste, diente der Erstellung eigener Karten und gab Hinweise auf die jüngste Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet.

Für das gesamte Arbeitsgebiet wurde eine Isohypsenkarte im Maßstab 1:25.000 mit einem Höhenschnitt von 5 m angefertigt. Insgesamt wurden dafür 17 Blätter der TK 25 verwendet. Ausschnitte davon flossen in die Arbeit ein. Für besonders interessante Gebiete wurden Isohypsenkarten im Maßstab 1:10.000 angefertigt.

Die in der Arbeit verwendeten Hoch- bzw. Rechtswerte wurden den aktuellen Topographischen Karten des Landes Brandenburg entnommen, die zwischen 1992 und 1995 erschienen sind. Sie weichen von den Werten in älteren Kartenwerken ab.

3.2 Verwendung von Luftbildern

Zur Auffindung und Erforschung von Altläufen der Spree und der Dahme fanden CIR- und Schwarzweißluftbilder Verwendung. Die CIR-Luftbilder wurden freundlicherweise von Mitarbeitern der Unteren Naturschutzbehörde in Königs-Wusterhausen zur Verfügung gestellt.

Die Unterschiede im Feuchtegrad der Vegetation und des Bodens bewirkten auf beiden Luftbildserien deutliche Farb- und Kontrastunterschiede. Die etwas tieferen und damit feuchteren Altarme der Flüsse hoben sich deutlich von den höheren und trockeneren Gebieten ab.

Ausschnitte der Luftbildkarten des Landes Brandenburg wurden in diese Arbeit eingefügt. Die Nutzung der Luftbilder erfolgt mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Brandenburg, Nummer LVermA BB GB 140/2000.

3.3 Geländearbeiten

3.3.1 Peilungen und Bohrungen

Bohrungen auf mineralischen Standorten wurden mit der Nutstange, dem EIJKELKAMP-Sedimentbohrer und der Rammkernsonde niedergebracht. Alle Geräte können meterweise verlängert werden. Maximal wurde mit der motorbetriebenen

Rammkernsonde eine Bohrtiefe von 13 m erreicht.

Auf Moorstandorten kam die Nutstange, der Klappenbohrer und das Stechrohrbohrgerät nach STREIF zur Anwendung. Auch diese Geräte können durch aufsetzbare Meterstücke verlängert werden. Maximal wurden auf einem Moorstandort 20,15 m erbohrt.

3.3.2 Schürfe und Aufschlüsse

Die Aufschlussverhältnisse im Jungmoränenland südlich Berlins werden von wenigen großen Kiesgruben geprägt, die punktuell einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse ermöglichen. Die Tongruben im Arbeitsgebiet sowie kleinere Sand- und Lehmgruben sind meistens auflässig und verfallen, so dass an geeigneten Stellen nachgegraben bzw. -gebohrt wurde. Einmal mehr war der Spaten das wichtigste Arbeitsgerät. Weiterhin wurden für die Untersuchungen temporäre Aufschlüsse genutzt. Als Glücksfall erwies sich dabei von 1997 bis 1999 der Bau einer Erdgastrasse durch das Arbeitsgebiet, der einen 3 bis 3,5 m tiefen und kilometerlangen Einblick in die Lagerungsverhältnisse der oberflächennahen Sedimente bot. Aufgrund des enormen Tempos beim Bau der Trasse waren viele Aufschlussprofile nur wenige Tage zugänglich, so dass sich auf wenige, besonders interessante Profile konzentriert werden musste.

3.3.3 Messungen an Sedimenten

In ausgewählten Profilen wurden vorgefundene Rippelstrukturen zur Bestimmung der Schüttungsrichtung mit dem Kompass eingemessen. Die Bestimmung der Schüttungsrichtung erfolgte nach FÜCHTBAUER (1988) durch Messung in der horizontalen Schnittebene. Bei größeren Geschiebemergelaufschlüssen erfolgte mit dem Kompass die Einregelungsmessung der Geschiebelängsachsen, bei Stauchungen auch der Stauchungsrichtung.

Entlang der Erdgasleitung mit ihrer großen Metallmasse mussten die Messungen aufgrund der Nadelabweichung mit der Topographischen Karte erfolgen.

3.3.4 Vermessungsarbeiten

Die Klärung der Höhenverhältnisse machte Vermessungsarbeiten notwendig. Dank der freundlichen Unterstützung von Dr. I. Schulz und Dr. R. Kleßen (Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut) konnten große Teile der

Vermessungsarbeiten im Rahmen von Lehrveranstaltungen abgedeckt werden. Verwendet wurde meist ein elektrooptisches Nivelliergerät der Firma LEICA. Teilweise kamen auch Nivelliergeräte und Theodoliten älterer Bauart zum Einsatz. Auch wenn die Messfehler der älteren Geräte höher ausfielen, so erweisen sie sich mit 10 cm für den Zweck der Arbeit als unerheblich. Da die Höhe der Trigonometrischen Punkte auf 10 cm Genauigkeit bestimmt wurde, müssen für die Höhenangaben 20 cm Toleranz eingerechnet werden.

3.4 Laborarbeiten

3.4.1 Laborarbeiten außerhalb des Geographischen Institutes

Die Bestimmung von Makroresten aus der Kernbohrung TÖP K1 (siehe Kap. 4.7.2.2, S. 143) nahm freundlicherweise Prof. MAI vom Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin vor.

Die Pollenanalysen wurden von folgenden Wissenschaftlern durchgeführt:

- Prof. E. LANGE, Berlin – Bohrung TÖP K1 (Kap. 4.7.2.2, S. 143)
- Dr. J STRAHL, LGRB Kleinmachnow – Bohrungen Lub und Kraus (Kap. 4.7.3.5, S. 159)
- Dr. A. BRANDE und Mitarbeiter, Technische Universität Berlin – Bohrungen Dürrenhofer See (Abb. 74, S. 151) und Köthener See (Abb. 78, S. 158)
- Diplom-Geograph Th. GIESECKE, Universität Uppsala/Schweden in Zusammenarbeit mit Dr. A. BRANDE – Bohrung Stülpe K1 (Abb. 9, S. 39)

Die Radiokarbondatierungen Klein Ziescht (siehe Tab. 5, S.95) und Töpchin (S. 143) nahm die Sektion S3 des Institutes für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben in Hannover unter Leitung von Prof. M. GEYH vor. Die 14C-Proben Kraus 248 und Lub 285 (Tab. 15, S. 162) wurden im Leibnitzlabor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christians-Albrecht-Universität Kiel bearbeitet.

3.4.2 Glühverlustbestimmung

Zur Bestimmung des Glühverlustes wurden die Proben – nach der Trocknung im Trockenschrank bei 100° C – im Muffelofen bei 500°C geglüht. Anschließend wurde durch Wägung der Gewichtsverlust bestimmt und auf Prozentwerte umgerechnet.

3.4.3 Karbonatbestimmung

Im Gelände wurden die entnommenen Proben durch Beträufeln mit verdünnter Salzsäure auf ihren Karbonatgehalt hin getestet. Im Labor wurde mit Hilfe der SCHEIBLER-Apparatur der Karbonatgehalt quantitativ bestimmt.

3.4.4 Korngrößenanalysen

Zur Bestimmung der Kornverteilung wurden die meist zwischen 100 und 200 g schweren Proben nach DIN 4188 mit folgenden Siebsätzen gesiebt:

- 0,063 mm; 0,1 mm; 0,2 mm; 0,315 mm; 0,63 mm; 1 mm; 2 mm; 3,15 mm

Gesiebt wurde grundsätzlich im Nasssiebmodus, da bei der Trockensiebung die Schluffgehalte meist deutlich kleiner ausfallen.

Bei Proben mit einem deutlichen Schluffgehalt wurde das Material < 0,063 mm im A20-Korngrößenmessgerät der Firma FRITSCH weiter analysiert. Das Gerät misst die Fallgeschwindigkeit in destilliertem Wasser nach dem STOOKEschen Gesetz. Folgende Korngrößenfraktionen < 0,063 µm wurden ausgehalten:

- < 2 µm; < 3,15 µm; < 6,3 µm; < 10 µm; < 20 µm; < 31,5 µm

3.4.5 Geschiebeanalysen

Die entnommenen Geschiebemergelproben wurden gemäß TGL 25232 aufbereitet und geschiebestatistisch untersucht. Gezählt wurde die Fraktion 4–10 mm. Eingeordnet wurden die Feinkiese in folgende Kategorien (Die Abkürzungen vor den Kategorien werden für Abbildungen und Tabellen verwendet):

Tab. 1: verwendete Kleingeschiebekategorien

NK	Nordisches Kristallin	MK	Mesozoischer und Känozoischer Kalkstein
PK	Paläozoischer Kalkstein	S	Sandstein
D	Dolomit	Q	Quarz
F	Feuerstein und Flint	So	Sonstiges
PS	Paläozoischer Schiefer-ton	Nb	Neubildungen

Wird in der folgenden Arbeit von einer schieferreichen Probe gesprochen, so besteht sie zu 6 % und mehr aus Paläozoischen Schiefern. Werte zwischen 3 und 6 %

kennzeichnen einen erhöhten Schieferanteil.

Wenn der Gehalt an Paläozoischem Kalkstein etwa den Gehalt an Nordischem Kristallin erreicht oder übertrifft (NK/PK-Quotient um 1 oder kleiner), so gilt diese Probe als reich an Paläozoischem Kalkstein.

Zu den widerständigen Kleingeschiebekategorien zählen Nordisches Kristallin, Feuerstein, Quarz und stark verfestigte Sandsteine. Besonders der Gehalt an Quarz kann als Indiz für eine Anreicherung widerständiger Komponenten verwendet werden. Ab einem Quarzgehalt von 5 % wird von einer quarzreichen Probe gesprochen, ab 15 % von einer extrem quarzreichen.

Wird eine Probe vom Nordischen Kristallin dominiert, so besitzt sie einen Anteil kristalliner Geschiebe von 40 % und mehr. Ein deutlicher Dolomitgehalt setzt bereits bei Werten von größer als einem Prozent ein. Werte über 3 % kennzeichnen erhöhte Feuersteingehalte.

Weiterhin wurden Leitgeschiebeanalysen durchgeführt. Gezählt wurde nach SMED (1994 und mündliche Mitteilung 1999). Es wurden alle Geschiebe größer 2 cm und alle bestimmbar Kalksteine berücksichtigt. Zur Wahrung der Vergleichbarkeit wurde das Theoretische Geschiebezentrum (TGZ nach LÜTTIG 1958a) berechnet.

3.4.6 Zählung windgeschliffener Geschiebe

Zur Bestimmung des Grades der periglazial-äolischen Überprägung einer Oberfläche wurde der Gehalt an windgeschliffenen Geschieben bestimmt (nach NITZ 1966). Für die Unterscheidung Jung-/Altmoränenland stellt diese Methode ein wichtiges Hilfsmittel dar. Beprobte wurden periglaziale Steinsohlen aus sandigen Sedimenten bzw. die glazifluvialen Aufarbeitungsprodukte derselben. Die Geschiebe wurden dabei nach dem Grad ihrer Überprägung in folgende Kategorien eingeordnet:

- keine Schliffmerkmale
- initiale Schliffmerkmale
- unreife Schliffmerkmale
- reife Schliffmerkmale
- Mehrkanter

3.5 Rechnergestützte Arbeiten

Die vorliegende schriftliche Arbeit wurde vollständig rechnergestützt erstellt. Für die geplante digitale Veröffentlichung wurden die von der Humboldt-Universität zu Berlin/Rechenzentrum vorgegebenen Formatvorlagen eingehalten. Alle Karten und Zeichnungen wurden ebenfalls mit Hilfe von Zeichenprogrammen angefertigt. Sie liegen in verbreiteten Grafikformaten vor.

Die Fotos wurden entweder eingescannt oder im Gelände mit einer digitalen Kamera aufgenommen. Ausgewählte Aufnahmen wurden mit Bildbearbeitungsprogrammen nachbearbeitet. Es wurden ausschließlich Schönheitsreparaturen vorgenommen.

4 Forschungsergebnisse

4.1 Untersuchungen zur maximalen Ausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises

4.1.1 Hohlformen im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde

Im Urstromtalabschnitt zwischen Baruth und Luckenwalde, besonders zwischen den Dörfern Lynow und Holbeck befinden sich mehrere geschlossene Hohlformen, die in der Literatur bisher nicht beschrieben wurden. Mit Ausnahme des Holbecker Sees treten sie kaum noch morphologisch in Erscheinung. Sie sind fast vollständig mit limnischen und telmatischen Sedimenten verfüllt. Eingesenkt sind sie teilweise in die höheren Urstromtalterrassen der Brandenburger Eisrandlage (MARCINEK 1961a).

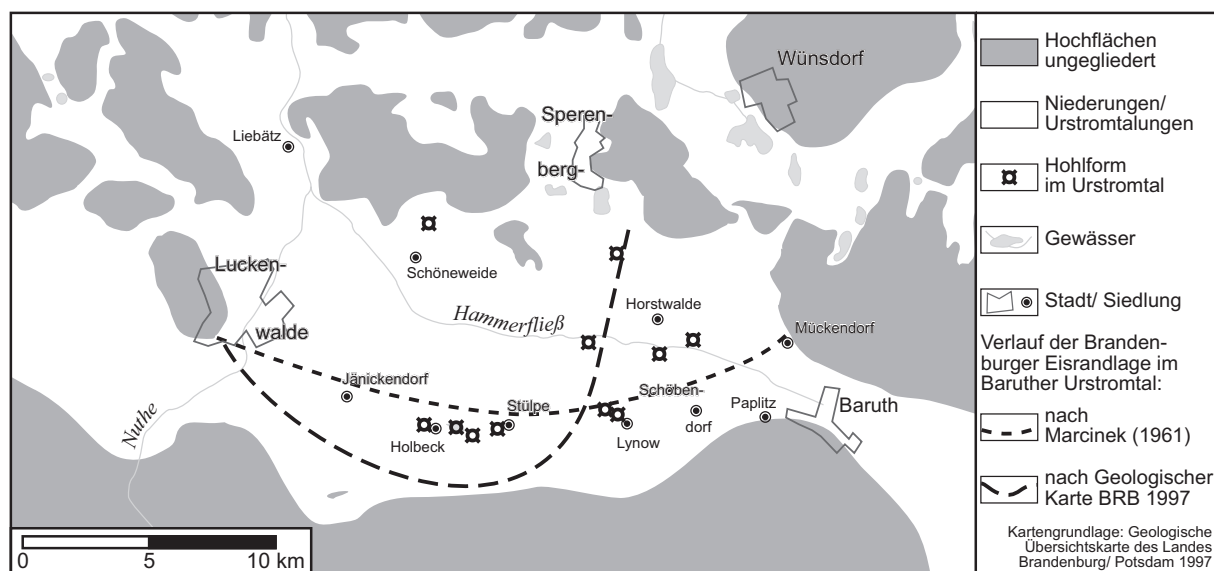


Abb. 7: Hohlformen im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde

Beschrieben werden nachfolgend die Verlandungsmoore in Holbeck, bei Lynow, zwischen Schöbendorf und Horstwalde sowie der verlandete Stülper See.

Die rundlingsartige Anordnung der Höfe im alten Holbecker Dorfkern um das heutige Moor spricht für ein offenes Gewässer zur Zeit der Dorfgründung. Im Deckerschen Kartenwerk von 1820 ist aber bereits ein Moor eingetragen. Es fehlt auch ein Hinweis auf ein ehemals existierendes Gewässer. Bei der erbohrten Torfmächtigkeit von 1,8 bzw. 2,2 m über den Mudden wird die Verlandung des Teiches weit vor der Neuzeit eingesetzt haben. Die Hohlform ist mit einem Durchmesser von nur etwa 50 m die kleinste nachgewiesene. Dennoch ist die erbohrte Tiefe von 7,45 m Torf und Mudde beachtlich. Der östlich des Ortes liegende Holbecker See besitzt als einzige

Hohlform bis in die Gegenwart eine offene Wasserfläche und ist eindeutig ein natürlicher See. Nach freundlicher Mitteilung von G. Maetz (1997) vom Kreisumweltamt Teltow-Fläming stehen am Seegrund Mudden an.

Unmittelbar nordwestlich des Dorfes Lynow befindet sich eine weitere Hohlform, die fast völlig mit limnischen und telmatischen Sedimenten verfüllt ist und im Gelände kaum noch in Erscheinung tritt. Lediglich der Torfersatz infolge der Melioration hat kleine Geländestufen wieder zum Vorschein gebracht. Hinter diesen unscheinbaren Stufen verbirgt sich jedoch ein relativ mächtiges und ausgedehntes Verlandungsmoor. Dabei fällt im Norden die Basis des Moores zunächst recht kräftig auf 3 m ab, bleibt dann aber auf eine Entfernung von etwa 200 m relativ eben in einer Tiefe von 3 bis 5 m. Nur im südlichen Teil des ehemaligen Lynower Sees konnten Mächtigkeiten der Füllung von 11 m erbohrt werden. Weitere Bohrungen etwa 50 m östlich des Bohrpunktes L1, die im Profil nicht eingetragen worden sind, erreichten nach 8,3 m bzw. 7,9 m die sandige Basis.

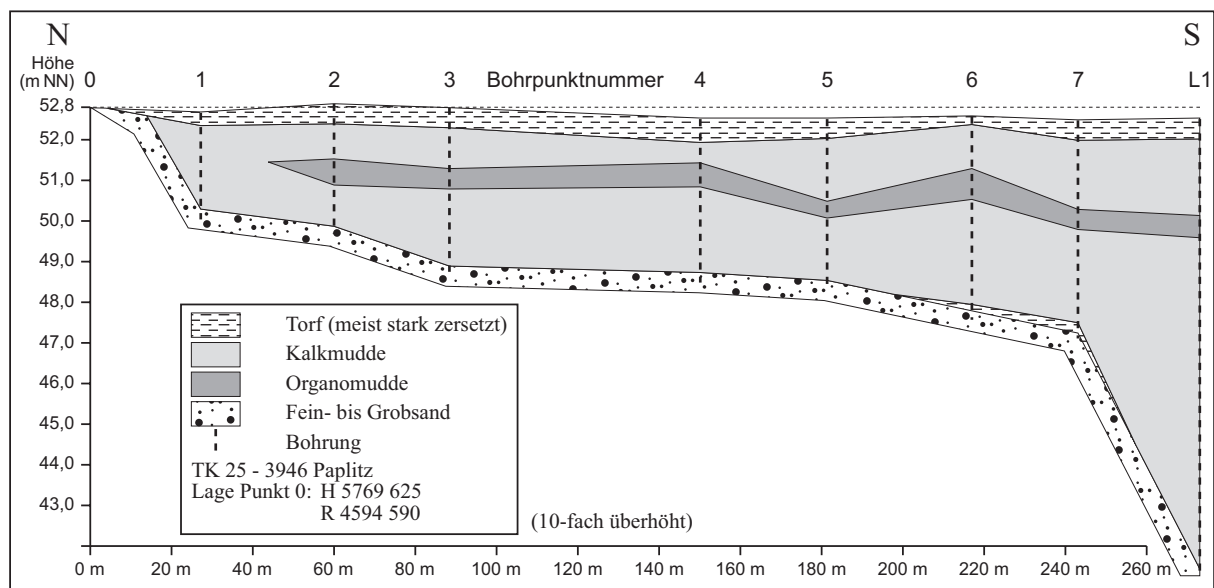


Abb. 8: Profil durch den verlandeten Lynower See

Sehr ausgedehnte und relativ mächtige Vermoorungen finden sich im Horstwalder und Schöbendorfer Busch, zwischen den Dörfern Schöbendorf und Horstwalde gelegen. Mit maximal 4,8 m bleiben die Mächtigkeiten aber hinter denen der anderen Hohlformen zurück.

4.1.1.1 Der Stölper See

Das Urmesstischblatt von 1841 verzeichnet im Südwesten des Dorfes Stölpe einen kleinen See, der auf den Karten um 1900 bereits deutlich kleiner geworden ist und inzwischen vollständig verlandete. Das Südende des heutigen Verlandungsmoores befindet sich lediglich 2 km nördlich des Anstieges zum Fläming.

Das Sedimentpaket dieses Moores wurde an mehreren Stellen abgebohrt. In den Randbereichen bleiben die Mächtigkeiten mit etwa 3 m noch relativ gering. Erst zum jung verlandeten Bereich hin steigen sie auf Werte von 10 m und zum Teil darüber an. Das Gebiet, welches noch um 1900 offene Wasserfläche war, kann bis in die Gegenwart nicht betreten werden. Eine Peilbohrung an der Grenze dieses Gebietes erreichte nach 13,2 m die sandige Basis. Etwa 50 m südlich davon wurde im Dezember 1997 eine Kernbohrung niedergebracht, deren Schichtenverzeichnis die nachfolgende Tabelle zeigt.

Tab. 2: Schichtenverzeichnis Bohrung Stölpe K1

Bohrung Stölpe K1		TK 25 – 3945 Luckenwalde H 5768 750 R 4590 550
Tiefe in cm	Substrat	Bemerkung
0–62	Torf	Schilf-Seggentorf mit Braunmoos
62–140	Torfmulde	Schilf-Seggentorf
140–265	Organomulde	schwarzbraun
265–295	Organomulde	grau, kalkhaltig
295–1175	Kalkmulde	grau/dunkelgrau, ab 11 m dunkelgrau/schwarz
1155	Laacher-See-Tephra	hellgrau, ca. 0,5 cm mächtig
1175–1190	Kalkmulde	schwarz, Warvit
1190–1201	Mulde	schwarz, sapropelartig, karbonathaltig
1201–1208	Organomulde	schwarz, sandig, sapropelartig, karbonathaltig
1208–1210	Torf	Braunmoos, stark komprimiert, stark sandig
ab 1210	Fein- Mittelsand	grau, humos

Das Hangende der basalen Sande bildet ein geringmächtiger, sehr stark sandiger Torf, der von schwarzen, sapropelartigen Mudden überlagert wird. In diese dunklen Mudden ist bei 11,55 m Tiefe deutlich sichtbar das etwa 5 mm mächtige Tuffband der Laacher-See-Tephra eingeschaltet. Die dunklen Mudden gehen oberhalb 11 m Tiefe in graue bis dunkelgraue Kalkmudden über. Diese erreichen Karbonatgehalte von meist über 80, oft sogar mehr als 90 %. Die hohen Karbonatwerte überraschen zunächst, da der Stölper See in die Sande des Urstromtales eingebettet ist. Erklärbar

wird der Widerspruch durch den sich südlich anschließenden Fläming, der zu großen Teilen aus saalezeitlichem Till aufgebaut wird. Der ausgeprägte Höhenunterschied von etwa 100 m zwischen der Fläminghochfläche und dem Baruther Urstromtal führt zu einem stetigen Grundwasserstrom in Richtung auf das Baruther Tal. So lag der Stülper See im Einzugsgebiet des karbonatreichen Fläminggrundwassers.

Die basalen 2,3 m des Bohrkernes wurde palynologisch untersucht. Die zeitliche Einordnung bezieht sich im folgenden auf die mündlichen und schriftlichen Mitteilungen von Dr. A. BRANDE und Th. GIESECKE (1999, siehe auch S. 31).

Die Basis des Profiles (siehe Abb. 9), der stark sandige Torf, datiert aus der Älteren Dryas (Pollenzone I b/c nach BRANDE in BERGLUND, BIRKS, RALSKA-JASIEWICZOWA, WRIGHT 1996). Der hohe Anteil an Nichtbaumpollen, besonders an Heliophyten belegt waldlose Verhältnisse. Ebenso ist *Juniperus* noch stark verbreitet. Die im Hangenden des Torfes befindliche Mudde wird von den Palynologen bereits in das ältere Alleröd (Pz. II a) gestellt. Die Übermacht von *Betula* wird deutlich zurückgedrängt, wenn auch *Pinus* im Älteren Alleröd die Werte der Birke noch nicht erreicht. Der Punkt, an dem dies geschieht, kennzeichnet bei einer Tiefe von 11,95 m den Übergang vom Älteren in das Jüngere Alleröd (Pz. II b). Im oberen Teil dieser Pollenzone liegt die Laacher-See-Tephra.

Interessant ist, dass mit dem Eintrag des Tuffs sich die Sedimentation im See verändert (siehe Abb. 136, S. 233). Die relativ hohen Karbonatgehalte von mehr als 60 % verringern sich auf 28,6 %, um dann langsam bis zum Ende des Alleröds bei 11,25 m wieder auf die alten Werte anzusteigen. Der Effekt wirkte über 200 Jahre nach. Er kann also nicht durch kurzzeitige Vegetationsveränderungen erklärt werden. Nach Rücksprache mit Dr. Strahl (LGRB Kleinmachnow – 1999) liegt die Ursache dieses Effektes wahrscheinlich in einer Diatomeenexplosion nach dem Eintrag des Tuffes. Mit der Asche wurden zahlreiche kieselsäurehaltige Partikel in den See eingetragen und teilweise gelöst, so dass sich die für Diatomeen vorher weniger günstigen Bedingungen schlagartig verbesserten. Dadurch nahm der relative Anteil des karbonatfreien Materials im Seesediment zu.

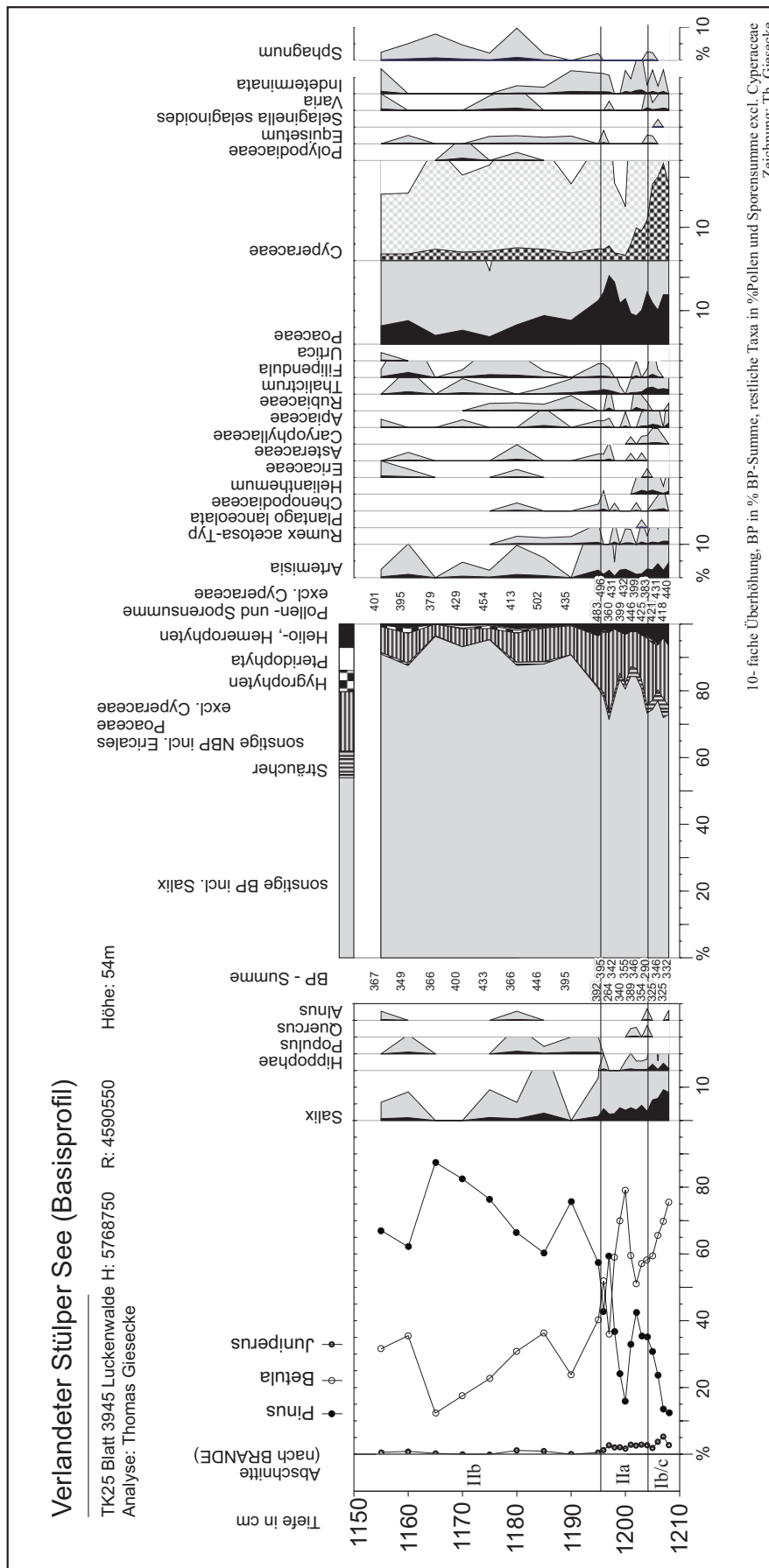


Abb. 10: Pollenprofil ehemaliger Stülper See (Basisprofil)

Ab 11,25 m zeigen die abfallenden Karbonatgehalte den erneuten Wechsel der Sedimentationsverhältnisse an, diesmal bedingt durch die Abkühlung der Jüngerer Dryas. Die Birkenkurve fällt deutlich ab; Offenlandanzeiger nehmen zu und zeigen die Auflichtung des Waldes an. Oberhalb 10,60 m setzen sich die Baumpollen wieder durch. Das Präboreal hat begonnen. Parallel dazu steigt auch der Karbonatgehalt der Proben wieder an. Bei 10,20 m markieren die stark ansteigenden *Corylus*-Pollen den Beginn des Boreals.

Es handelt sich palynologisch und sedimentologisch um ein für das Jungmoränenland typisches Profil.

4.1.2 Zur Genese der Hohlformen im Urstromtal

Die Genese der Hohlformen im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde wird mit dem Austauen von Toteisresten und damit mit einem Vorstoß des weichselzeitlichen Gletschers bis in dieses Gebiet erklärt.

Gestützt wird die These durch die fehlende Nordbegrenzung des Urstromtales in diesem Abschnitt. Die nördlich sich anschließende Kummersdorfer Platte liegt teilweise tiefer als das Urstromtal. Sie stand einem weiten Vorstoß des Gletschers nach Süden nicht entgegen. Der direkte Kontakt Gletscher – Urstromtal erklärt auch das Fehlen von Eisrandbildungen in diesem Abschnitt.

Die Ausdehnung der Hohlformen spricht gegen den Transport der Eisblöcke durch Schmelzwasser. Der ehemalige Stülper See hatte vor dem Einsetzen der Verlandung Ausmaße von 250 x 500 m, bei einer Tiefe von mindestens 13 m. Auch die anderen Moore erreichen vergleichbare Größenordnungen.

Die periglaziale Entstehung der Hohlformen ist wenig wahrscheinlich, auch wenn sie im Einzelfall nicht völlig auszuschließen ist. Kessel, die sicher als Pingorelikte gedeutet werden, besitzen meist eine wallartige Begrenzung (PAVLOVSKAYA 2000) oder eine unmittelbar benachbarte Vollform, die aus den verdrängten Substraten besteht (z.B. Wollingster See in Niedersachsen – LADE und MERKT in FELDMANN und MEYER [Hrsg.] 1998). Diese Begleitformen fehlen allen Hohlformen im Baruther Urstromtal. Sie sind in die Ebene des Urstromtales eingesenkt. Die vollständige Deflation ehemals vorhandener Wälle wird abgelehnt. Bei Annahme solch kräftiger Deflation müsste ein starker Sandeintrag in die limnische Füllung erfolgt sein,

welches durch die Geländebefunde ausgeschlossen wird.

Möglich ist weiterhin die Genese als Alas. Nach der Literatur (FRENCH 1996) entstehen solche Formen aber nur unter extrem kontinentalen Klimabedingungen (z.B. Jakutien), die in Mitteleuropa nie gegeben waren. Des weiteren bilden den Endpunkt der Alasentwicklung Mulden mit relativ flachen Hängen. Die im Urstromtal vorhandenen Hohlformen fallen aber zum Teil steil zu ihrem Zentrum ein. Andere Thermokarstformen, wie ausgetaute Bodeneislinsen u.ä. sind im allgemeinen nur wenige Dezimeter bis Meter tief und kommen als Entstehungsursache für die tiefen Hohlformen im Urstromtal nicht in Frage. Ein weiteres Argument gegen die periglaziale Entstehung stellt das begrenzte Vorkommen nur in diesem Urstromtalabschnitt dar. Östlich von Baruth, wo nach den Geländebefunden der weichselzeitliche Gletscher das Urstromtal nicht erreichte, fehlen solch tiefe Hohlformen.

Die Pollenanalyse belegt eine weichselzeitliche Entstehung der Hohlformen. Da sie teilweise im Bereich der Terrassen liegen, die der Brandenburger Eisrandlage zugeordnet werden, muss der Eisvorstoß, dem sie ihre Entstehung verdanken, älter sein als die Brandenburger Eisrandlage. Der Vorstoß wird als Weichselmaximalvorstoß (W_{\max}) bezeichnet.

4.1.3 Untersuchungen zum Altmoränencharakter des Niederen Fläming

Die Hohlformen im Baruther Urstromtal belegen einen Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises bis auf weniger als 2 km an den Fläming heran. Es ist nun zu klären, inwieweit das Eis den Fläming in diesem Abschnitt erreichte.

4.1.3.1 Morphologische Untersuchungen auf dem Niederen Fläming

Die Oberfläche des Niederen Fläming ist in seinem Nordteil arm an geschlossenen Hohlformen. Eine Ausnahme bilden lediglich die äolisch gebildeten Kessel, besonders im Gebiet des Dünenzuges, der östlich des Golmberges einsetzt und sich bis in das Baruther Urstromtal fortsetzt. Des Weiteren sind vorhandene Mulden äußerst flach in ihre Umgebung eingetieft, aber nicht vermoort. Ein auffälliges morphologisches Merkmal stellt die weit fortgeschrittene Zertalung dar. Die aufgeführten Eigenschaften sind für das Altmoränenland typisch. Da auf den Hochflächen unmittelbar nördlich der Brandenburger Eisrandlage geschlossene

Hohlformen ebenfalls nur vereinzelt vorkommen, müssen die morphologischen Merkmale jedoch als unsicher eingestuft werden (siehe auch Kap. 4.4.3, S. 114).

Die beprobten Steinsohlen auf dem Fläming ergaben je nach Exposition im Gelände unterschiedlich hohe Anteile an windgeschliffenen Geschieben. Der Extremwert wurde 1 km nordwestlich des Golmberges am Nordhang des sogenannten „Dickkopf“ erreicht. Der Anteil an windgeschliffenen Geschieben lag dort bei 72,8 % (Tab. 3). Auch die Werte der anderen normal exponierten Stellen lagen über dem Wert der Proben vom Fernneuendorfer Sander und aus der Kiesgrube Ruhlsdorf (siehe Tab. 20, S. 184) im Jungmoränenland.

Tab. 3: Ergebnisse der Zählungen windgeschliffener Geschiebe

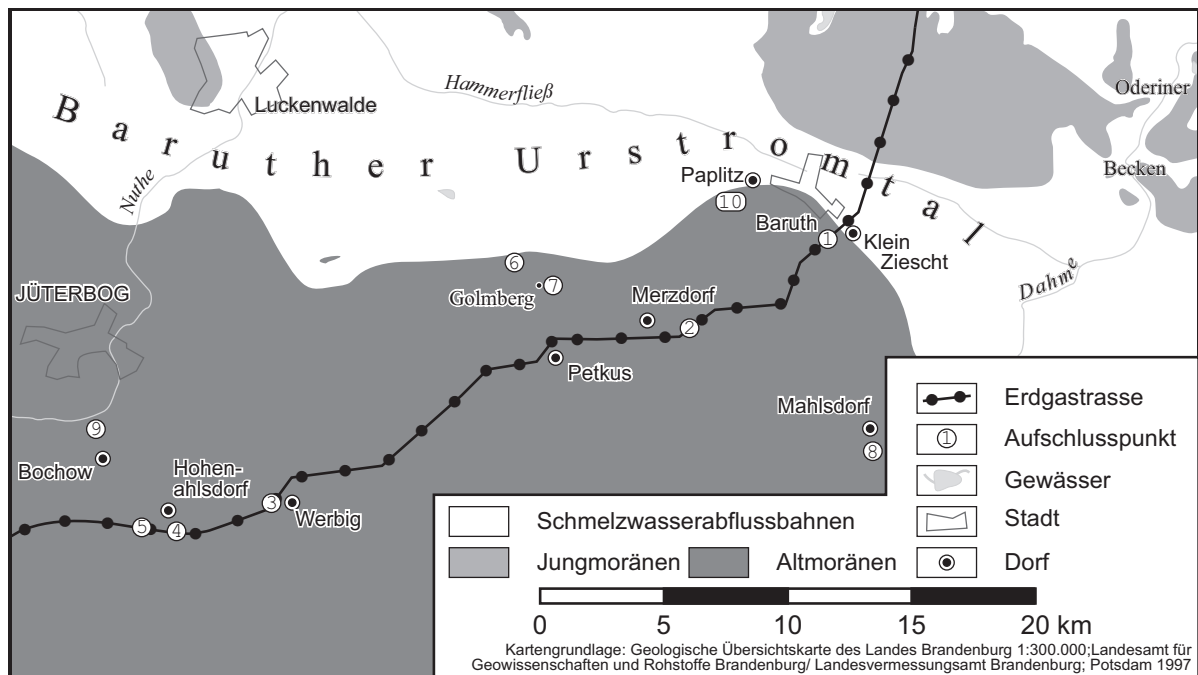
Probe:	Dickkopf	Werbig	Klein Ziescht	Heuwegtal	Fernneuen- dorf	Eichberg	Hohendorf Berg
TK 25:	3945 Luckenwalde	4045 Markendorf	3947 Baruth	3946 Paplitz	3846 Wünsdorf	3945 Luckenwalde	3945 Luckenwalde
Hochwert:	5766 200	5756 175	5767 600	5765 995	5777 125	5765 910	5764 200
Rechtswert:	4591 440	4581 850	5398 760	4593 575	4596 350	4587 475	4584 750
Lage:	Nordhang	Ebene	Nordosthang	Talausgang	Südosthang	fast eben	Kuppe
Exposition:	sehr exponiert	exponiert	exponiert	geschützt	sehr exponiert	exponiert	sehr exponiert
geschliffen ges.	72,8%	44,7%	58,1%	2,3%	37,6%	51,8%	58,4
Mehrkanter	2,0%	1,2%	1,1%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
reif	3,6%	0,0%	3,2%	0,0%	3,5%	0,9%	1,0%
unreif	47,2%	2,4%	11,8%	0,0%	12,9%	17,0%	16,8%
initial	20,0%	41,2%	41,9%	2,3%	21,2%	33,9%	40,6%
ohne Schliff	27,2%	55,3%	41,9%	97,7%	62,4%	48,2%	41,6%
Anzahl	125	85	93	87	85	112	101

4.1.3.2 Geologische Untersuchungen auf dem Niederen Fläming

Im Frühjahr 1999 konnten beim Bau einer Erdgasleitung im Niederen Fläming und im Baruther Urstromtal die dort vorhandenen Aufschlüsse begutachtet werden (Abb. 11, S. 44). Im Vordergrund der Untersuchungen im Fläming stand die Zuordnung der Ablagerungen zur Saale- bzw. zur Weichselvereisung.

Südlich der Grenze Baruther Urstromtal – Fläming bei Klein Ziescht steht meist Geschiebelehm an (Aufschlusspunkt 1 auf der Karte Abb. 11, S. 44). Er streicht streckenweise in die Luft aus und gibt dann den Blick auf die liegenden Sedimente – glazifluviale Sande und glazilimnische Schluffe – frei. Sie wurden gestaucht. Das

Streichen der Stauchungen wurde mit WNW – ESE bestimmt. Da die Sande und Schluffe in direktem Kontakt mit dem hangenden Geschiebelehm stehen, können die Störungen durchaus von dem durch den Till repräsentierten Eisvorstoß stammen.



Der Till war, von wenigen Ausnahmen abgesehen, bis zur Sohle der Trasse entkalkt. Meist besaß er eine marmorierte Struktur, die zwischen hellgrauen bis rotbraunen Farbtönen wechselte. Noch vorhandene Geschiebemergelreste waren rotbraun gefärbt. Die Kleingeschiebeanalyse zeigte ein relativ einheitliches Bild (Proben Baruth1 bis 6; alle Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen im Anhang ab S. 223). Auffällig ist bei den Proben Baruth1 – 6 die Dominanz des Nordischen Kristallins sowie der erhöhte Quarzgehalt. Im Kapitel 4.5.4 (ab S. 119) wird auf die Probleme hingewiesen, die bei Kleingeschiebespektren mit erhöhten Quarzgehalten auftreten. Die Zuordnung zur Saalevereisung erfolgt bei den Proben deshalb unter Vorbehalt.



Abb. 13: Blockpackung bei Merzdorf

Im Abschnitt von Merzdorf bis Werbig (Punkt 2, Abb. 11, S. 44) quert die Trasse wiederholt die Blockpackung der Werbig-Petkuser Staffel (nach MAUDREI 1968). Diese im Aufschluss eindrucksvolle Blockpackung bildet an der Oberfläche, wenn überhaupt, nur eine schwache Vollform aus. Außerdem verwischt der hangende Sandlöss die landschaftlichen Grenzen. Beim Foto in Abb. 13 fällt die kräftige Rotbraunfärbung des Aufschlusses auf. Gleichzeitig waren zahlreiche Geschiebe stark angewittert und vergrust. Beides spricht für eine große Intensität der Verwitterung, die bei weichselzeitlichem Alter wenig wahrscheinlich ist. Der

in diesem Abschnitt der Trasse wiederholt angeschnittene Till deckt sich in seinem Kleingeschiebespektrum weitgehend mit den Baruther Proben (Proben Merz1 und 2).

Die Situation am Punkt 3 unmittelbar südwestlich von Werbig ist nur bedingt mit der bei Klein Ziescht vergleichbar. Zwar streicht auch hier der anstehende Geschiebelehm/-mergel in die Luft aus. Die liegenden glazifluvialen Sande wurden aber durch den überlagernden Till nur unbedeutend gestört. Sie vermitteln im Aufschluss das Bild „normaler“ Sandersande. Die an der Oberfläche anstehenden Sande werden von einer Steinsohle überlagert, die fast 45 Prozent windgeschliffener Geschiebe enthält (Tab. 3, S. 43 Probe Werbig). Sowohl über dem Till als auch über den Sanden liegt als gleichmäßige Decke der etwa 1 m mächtige Flotssand. Die im Kleingeschiebebestand des Tills dominierenden Paläozoischen Kalke sowie der deutliche Dolomitgehalt sind typische Kennzeichen für ein saalezeitliches Spektrum.

Tab. 4: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Werbig

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
33,3%	42,2%	3,5%	0,5%	3,0%	0,4%	11,1%	5,5%	0,5%	799	59

Am Aufschlusspunkt 4, unmittelbar östlich der Bundesstraße 101, etwa 750 m südlich der Ortsmitte Hohenahlsdorf wurden beim Bau der Erdgastrasse kräftige Stauchungen aufgeschlossen. Sie streichen hier ebenfalls WNW – ESE, mit einem Einfallen der Strukturen nach NNE. In die Stauchungen einbezogen wurden sowohl glazifluviale als auch glazilimnische und glazigene Sedimente. Die Auswertung der Probe aus dem eingearbeiteten Till ergab ein quarzreiches Kleingeschiebespektrum (Probe Stauch).

Zwischen Hohenahlsdorf und Langenlipsdorf quert die Trasse ein heute nur sanft eingetieftes Tal (Punkt 5). Der östlich und westlich des Tales anstehende Till taucht im Talbereich unter glazifluvialen Sanden ab. Abschiebungen in den Sanden belegen Sackungsbewegungen. Ihre Genese durch austauendes Toteis ist wahrscheinlich. In der Folgezeit wurde die Hohlform des Tales größtenteils mit solifluidal umgelagerten Sanden verfüllt. In diesen Sanden zeugen zwei kräftig ausgebildete Böden von Phasen geringer morphologischer Aktivität (Abb. 14). Beide Böden wurden intensiv kryoturbat beansprucht. Die pleistozäne Folge wird von dem auf dem Niederen Fläming weit verbreiteten Sandlöss abgeschlossen. In diesem Substrat ist der spätglazial-holozäne Boden entwickelt. Eine Seltenheit für das reliefarme Altmoränenland bildet das bis 3 m mächtige Kolluvium, welches Ziegelstücke enthielt. Es stellt die jüngste, holozäne Talfüllung dar.



Abb. 14: Begrabene Böden zwischen Hohenahlsdorf und Langenlipsdorf

Die sehr kräftigen Kryoturbationen in den begrabenen Böden wurden im nördlich sich anschließenden Jungmoränenland nicht angetroffen. Der hangende Sandlöss belegt ein höheres Alter der Böden als das Weichselspätglazial. Wahrscheinlich dokumentieren sie frühere Interstadiale der Weichselkaltzeit. Wichtig ist, dass die Böden nicht von einem jüngeren Geschiebemergel überlagert werden. Der im Hintergrund des Bildes (Abb. 14) erkennbare Till besitzt ein Geschiebespektrum, welches trotz erhöhter Quarzanteile als saalezeitlich eingestuft wird. Der hohe Anteil an Paläozoischem Kalkstein rechtfertigt die Einordnung (Probe Llips).

Die Geschiebemergelproben aus Daueraufschlüssen im Niederen Fläming besaßen in keinem Fall ein weichselzeitliches Geschiebespektrum (Proben Golm1/2, Ließen, Mahls, Bochow, Paplitz; in der Abb. 11 auf S. 44 mit den Nummern 6 bis 10 gekennzeichnet). Die Zusammensetzung entsprach entweder einem saalezeitlichen Spektrum oder die Proben erwiesen sich wegen des hohen Quarzanteiles als nicht auswertbar.

Mit den dargelegten Ergebnissen wird eine weichselzeitliche Inlandeisbedeckung des Niederen Fläming ausgeschlossen.

4.1.4 Der Flämingnordrand zwischen Baruth und Luckenwalde

Da der weichselzeitliche Gletscher bis fast an den Niederen Fläming heran, auf diesen aber nicht herauf vorgestoßen ist, richtet sich nun das Augenmerk auf die Morphologie am unmittelbaren Nordrand des Fläming.

Betrachtet man den Abhang zwischen den beiden Städten, so fällt auf, dass der Rand im Stadtgebiet von Baruth und südlich des Dorfes Lynow extrem steil ausgebildet ist (siehe Abb. 15, S. 49).

Im Bereich der Baruther Pforte verengt sich das Urstromtal zwischen dem Sander und dem steilen Anstieg zum Fläming auf weniger als 2 km. Da der Urstrom die Engstelle passieren musste, ist die Genese des Steilrandes als glazifluviale Unterschneidungskante naheliegend.

Komplizierter sind die Verhältnisse südlich von Lynow (Abb. 15). In diesem Bereich ist das Urstromtal mehr als 10 km breit. Der Höhenunterschied vom 178,3 m ü. NN hohen Golmberg zum 75 m ü. NN hoch gelegenen Südrand des Urstromtales auf einer Horizontalentfernung von weniger als einem Kilometer markiert eines der reliefenergiereichsten Gebiete in Brandenburg. Die Hohlformen bei Lynow und Stülpe belegen, dass sich das weichselzeitliche Inlandeis bis auf weniger als 2 km dem Fläming angenähert hat. Der Urstrom war daher auch südlich von Lynow gezwungen, eine Engstelle zu passieren. Daher wird auch dieser Steilhang als glazifluviale Unterschneidungskante des Urstromes gedeutet. Nach der Unterbrechung durch das Ließener Tal setzt sich die Kante weiter westlich am Eichberg fort (siehe Abb. 16, S. 50).

Die kräftige Erosion am Nordrand des Fläming lässt sich auch an den kleinen Trockentälern erkennen, die in das Baruther Urstromtal einmünden (Abb. 15). Ihre „Unterläufe“ wurden durch den Urstrom gekappt. Das vorher relativ ausgeglichene Gefälle der Täler geriet dadurch aus dem Gleichgewicht. Die periglazialen Gewässer in den Tälern haben durch Schwemmkegelbildung die Gefälleverhältnisse wieder ausgeglichen.

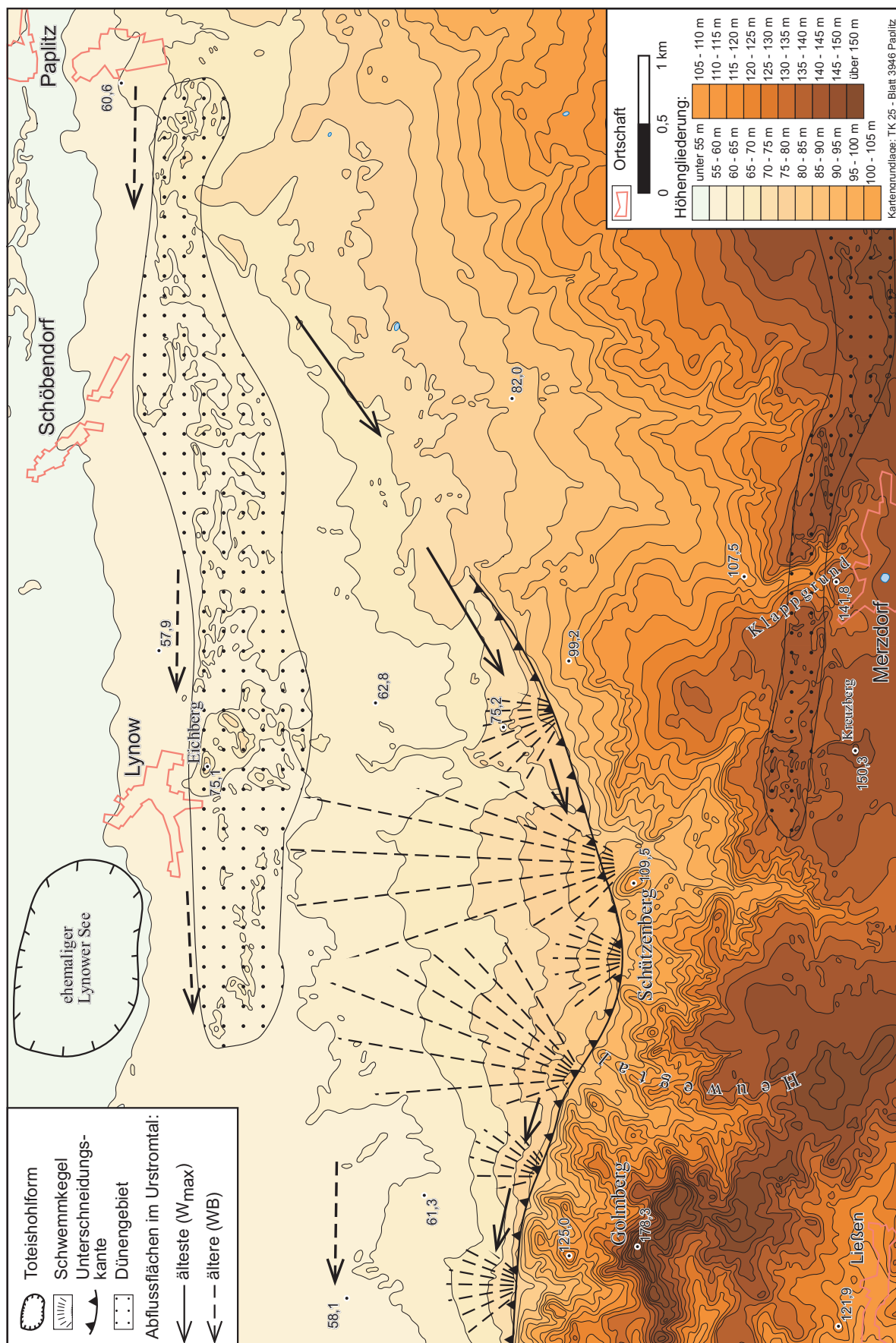


Abb. 15: Der Flämingnordrand südlich von Lynow

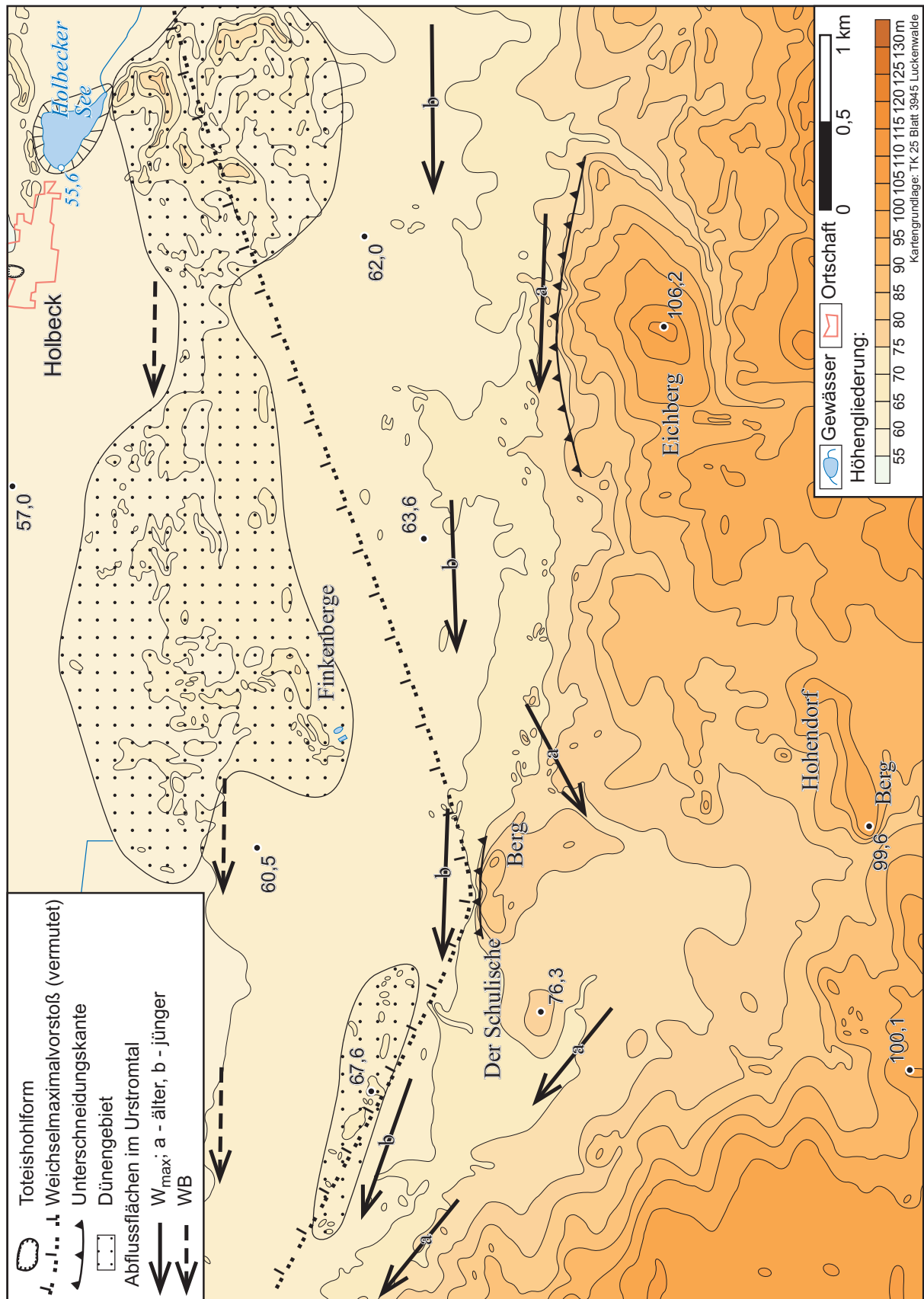


Abb. 16: Der Flämingnordrand südlich von Holbeck

Wenn auch die Existenz der Schwemmfächer außer Zweifel steht, so erreichen diese Aufschüttungen keinesfalls bis zu 25 m Mächtigkeit (siehe Kap. 2.4, S. 27). Bei der Annahme solch mächtiger Ablagerungen wären die Volumina der vorgelagerten Schwemmfächer für die kleinen Täler viel zu groß. So besäße der Kegel vor dem Schützenbergtal unter dieser Bedingung ein planimetrisch berechnetes Volumen von 14,3 Mio. m³. Das Volumen des Tales selbst beträgt 15,5 Mio. m³. Im Rahmen der Messfehler müssen beide Volumina als etwa gleich groß angesehen werden. Das Tal ist in seiner Anlage aber sicher älter als das Urstromtal. Demnach muss das Volumen des nach der Urstromtalbildung abgetragenen Materials deutlich geringer sein als das Talvolumen. Nimmt man für das Schützenbergtal eine Mulde als Anlage an, so reduziert sich das Volumen des abgetragenen Materials auf etwa 10 Mio. m³. Dieses ist nicht mit der Größe des postulierten Schwemmkegels vereinbar. Dementsprechend muss der reelle Schwemmkegel ein bedeutend kleineres Volumen als 14,3 Mio. m³ besitzen.

Außerdem steigt auch außerhalb der Schwemmkegel das Niveau des Urstromtales bis auf etwa 75 m ü. NN an. Eine periglaziale Aufhöhung dieser Bereiche durch Solifluktion erscheint kaum möglich, da ansonsten die extrem steilen Bereiche der Unterschneidungskante weit mehr abgeflacht sein müssten. Des weiteren steht im Golmberggebiet auch Geschiebemergel an (Proben Golm1 und 2). Bei periglazialer Umlagerung desselben müsste in den entsprechenden Sedimenten auch eine deutliche Lehmkomponente zu finden sein. Dieses ist aber nach eigenen Geländebegehungen und Befragungen der örtlichen Revierförster nicht der Fall. Alle Standorte nördlich der Unterschneidungskante sind aus forstlicher Sicht extreme a-Standorte (a = arm) auf Sandböden.

Daraus folgt, dass am Nordrand des Fläming das Niveau des Baruther Urstromtales deutlich über dem der Brandenburger Eisrandlage (60 m ü. NN) liegt. Die Erklärung wird darin gesehen, dass die höheren Niveaus Abflusswege repräsentieren, die älter sein müssen als die Brandenburger Eisrandlage. Unter den konkreten Bedingungen kommt dafür nur der Weichselmaximalvorstoß in Betracht. Ihm werden im Arbeitsgebiet alle Abflussflächen von 60 m bis 75 m ü. NN zugeordnet. Das 75 m-Niveau lässt sich weiter westlich bis zum Eichberg verfolgen. Noch weiter westlich, am Schulischen Berg, beträgt die Höhe des Urstromtales an seinem Südrand aber nur noch 65 m ü. NN, während sich südlich des 85 Meter hohen Berges ein

ausgedehntes Gebiet im 75 m-Niveau befindet (siehe Abb. 16, S. 50). Aus diesem Grunde wird davon ausgegangen, dass der Weichselmaximalvorstoß den Schulischen Berg erreicht und das Baruther Urstromtal in diesem Abschnitt vollständig plombiert hat. Anders lässt sich die Genese der 75 m-Fläche südlich des Schulischen Berges nicht erklären. Zumindest an dieser Stelle lag demnach das jüngste Inlandeis direkt am Flämingnordrand. Der Schulische Berg wird nach den Geländebefunden von groben bis sehr groben, zum Teil karbonathaltigen glazifluvialen Sedimenten aufgebaut. Till konnte nicht festgestellt werden. Systematische Grabungen und Bohrungen verboten sich, da der Schulische Berg im Kernbereich eines ehemaligen russischen Truppenübungsplatzes liegt.

Nach mündlicher Mitteilung von B. NITZ (1997) und aus dem Studium topographischer Karten ergeben sich westlich des Untersuchungsgebietes ähnliche Situationen. Auch dort hat das Weichseleis wahrscheinlich direkt am Fläming gelegen und das Baruther Urstromtal vollständig blockiert. Das betrifft das Areal um den Galgenberg südlich von Treuenbrietzen, das Gebiet unmittelbar südwestlich von Linthe und die Briesener Berge zwischen Ragösen und Wollin. Konkrete Geländeuntersuchungen, die die Kartenbefunde erhärten oder widerlegen, wurden dort nicht durchgeführt.

4.1.5 Spuren des Weichselmaximalvorstoßes zwischen Lübben und Baruth

Hohlformen auf dem Sander nördlich von Baruth und auf dem Brandsander erwähnte MARCINEK (1961a) und führte ihre Entstehung auf das Ausschmelzen von Toteis zurück. Eine der Hohlformen (Zentrum etwa 4 km nördlich von Radeland H 5773 800 R 5400 500) ist mit relativ steilen Hängen in den Boden des Baruther Sanders eingesenkt (siehe beiliegende Karten nach S. 61). Auf der Karte zwar gut zu erkennen, im Gelände aber nur flach in die Umgebung eingetieft, ist eine rundliche Wanne 1,8 km südlich des Schwarzen Berges (H 5773 300 R 5398 650). Während die erstgenannte Hohlform mit dem Austauen eines verschütteten Toteisblockes erklärt wird, kann die zweite aufgrund ihrer flachen Hänge auch eine andere Entstehungsursache besitzen. Möglich ist die Genese als Deflationswanne.

Zwischen den Scheeren- und den Wacholderbergen grenzt die Sanderfläche an eine unübersichtliche, stark verkesselte Landschaft (Abb. 17, S. 53). Auch südlich der Wacholderberge liegt ein ausgedehntes Sandergebiet tiefer als die Umgebung.

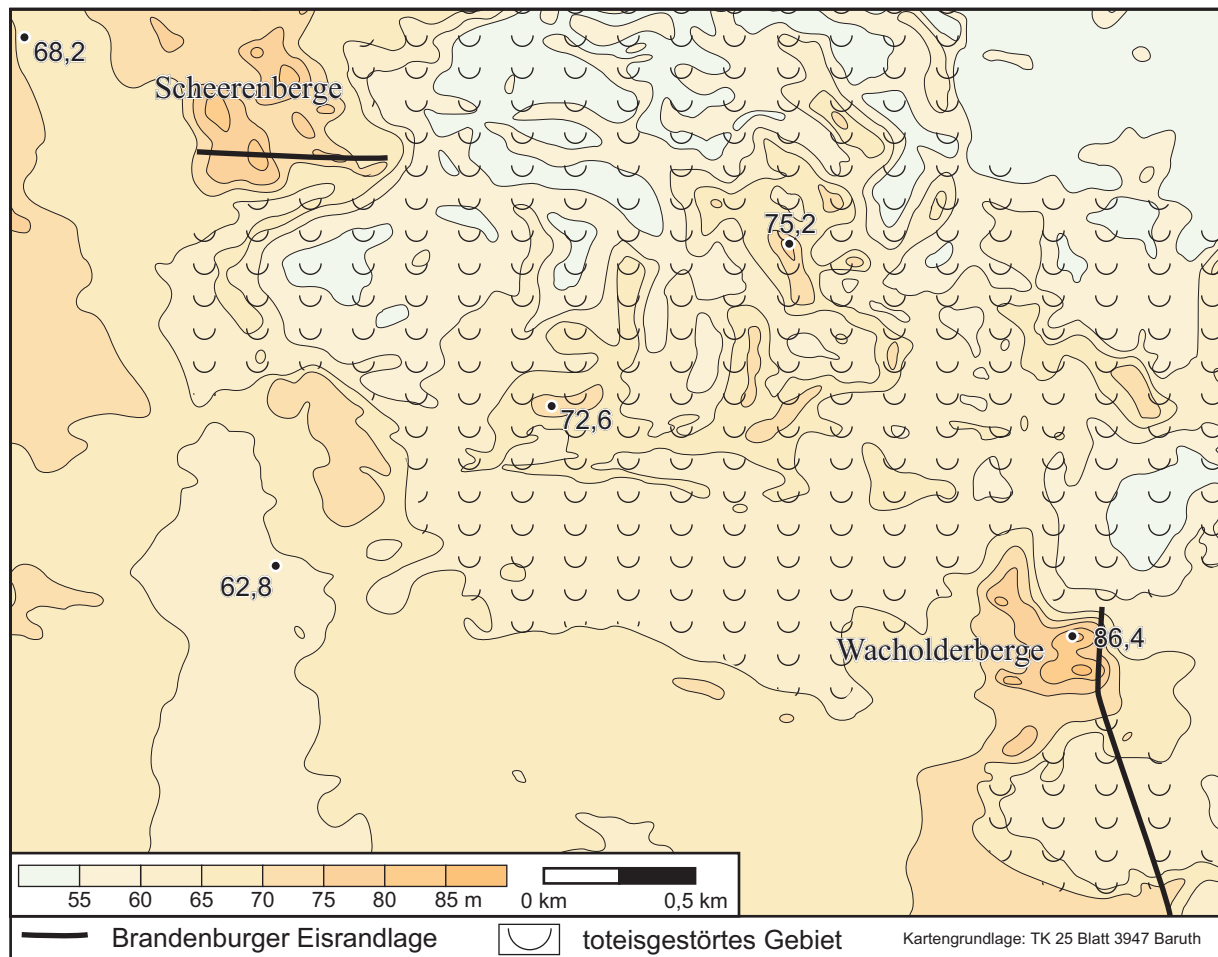


Abb. 17: Die Toteisaustaulandschaft zwischen den Scheeren- und den Wacholderbergen

Hier bildeten sich sowohl der Sander als auch die Brandenburger Eisrandlage über weitflächig vorhandenem Toteis und sackten nach dem Ausschmelzen unregelmäßig ein. Die Brandenburger Eisrandlage ist deshalb in diesem Gebiet nicht nachweisbar.

Da im südlichen Sanderbereich und auch im Baruther Urstromtal in diesem Abschnitt keine bedeutenden Hohlformen (mehr als 5 m Tiefe) gefunden wurden, hat der Weichselmaximalvorstoß mit großer Wahrscheinlichkeit den Südrand der toteisgestörten Areale auf dem Sander nicht überschritten.

Im östlich sich anschließenden Oderiner Becken wird aufgrund der Untersuchungen der bisher vertretene Verlauf der Brandenburger Eisrandlage (JUSCHUS in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997) korrigiert. Nordöstlich des ehemaligen Forsthauses Hammelstall befinden sich zwei isolierte Erhebungen mit einem ausgeprägt plateauartigen Charakter (Wehlow- und Raupenberg; siehe beiliegende Karten „Die Krausnicker Platte“ und „Morphologische Übersichtskarte der Krausnicker Platte“ nach S. 65). Einerseits stimmt das Höhenniveau der Erhebungen genau mit dem des

Brandsanders überein, andererseits ergab das Nivellement für das Plateau des Wehlow- und des östlich benachbarten Raupenberges ein Einfallen des Plateaus von Ost nach West.

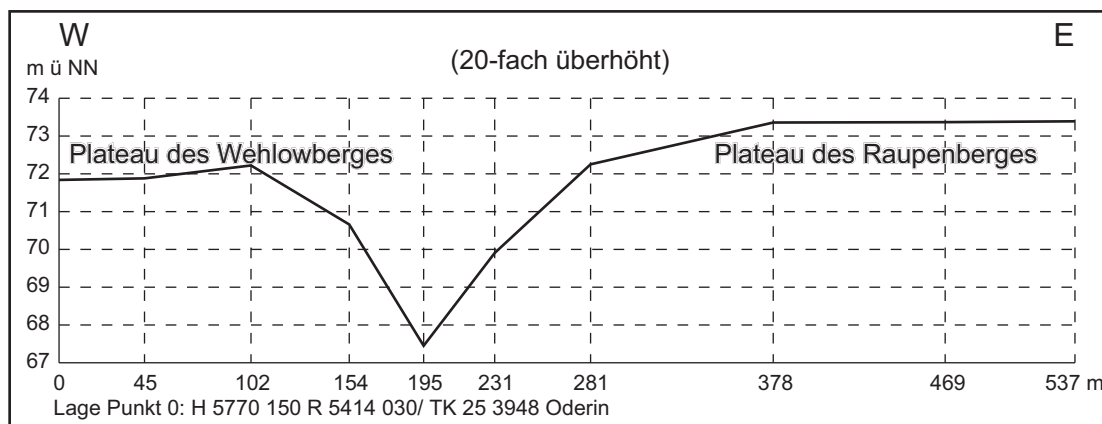


Abb. 18: Profil über den Raupen- und den Wehlowberg

Es handelt sich um isoliert erhaltene Reste der ehemals deutlich größeren Fläche des Brand, einem Sander der Brandenburger Eisrandlage. Das Stietenseebecken zwischen dem Brand und dem Wehlow-/Raupenberg befindet sich demnach südlich der Brandenburger Eisrandlage und war zur Zeit der Aufschüttung des Brandsanders mit Toteis plombiert.

Innerhalb des Beckens wurden durch die telmatische und limnische Füllung des fast verlandeten Stietensees Bohrprofile gelegt (Abb. 19, S. 55). Aus der Tiefenlage der sandigen Basis der limnischen Füllung, 37 m ü. NN, und der Höhenlage der ehemaligen Sanderfläche kann die Mächtigkeit des Toteisblockes, welcher das Stietenseebecken plombierte, mit etwa 35 m angegeben werden. Die Höhe der ehemaligen Sanderfläche im Stietenseebecken wurde aus dem Niveau des Wehlow- bzw. Raupenberges und des Brandsanders mit 72 m ü. NN interpoliert.

Ähnliches gilt für das Buschwiesenbecken mit der Erhebung der Glinze unmittelbar am südwestlichen Rand dieses Teilbeckens (siehe beiliegende Karten nach S. 65). Das Plateau dieser Erhebung besitzt ein deutliches Ost-Westgefälle. Demnach bildete auch die Glinze eine ehemals mit dem Brand zusammenhängende Sanderfläche. Damit liegt das südliche Oderiner Becken von Briesen bis Staakow im Bereich des Weichselmaximalvorstoßes und südlich der Brandenburger Eisrandlage.

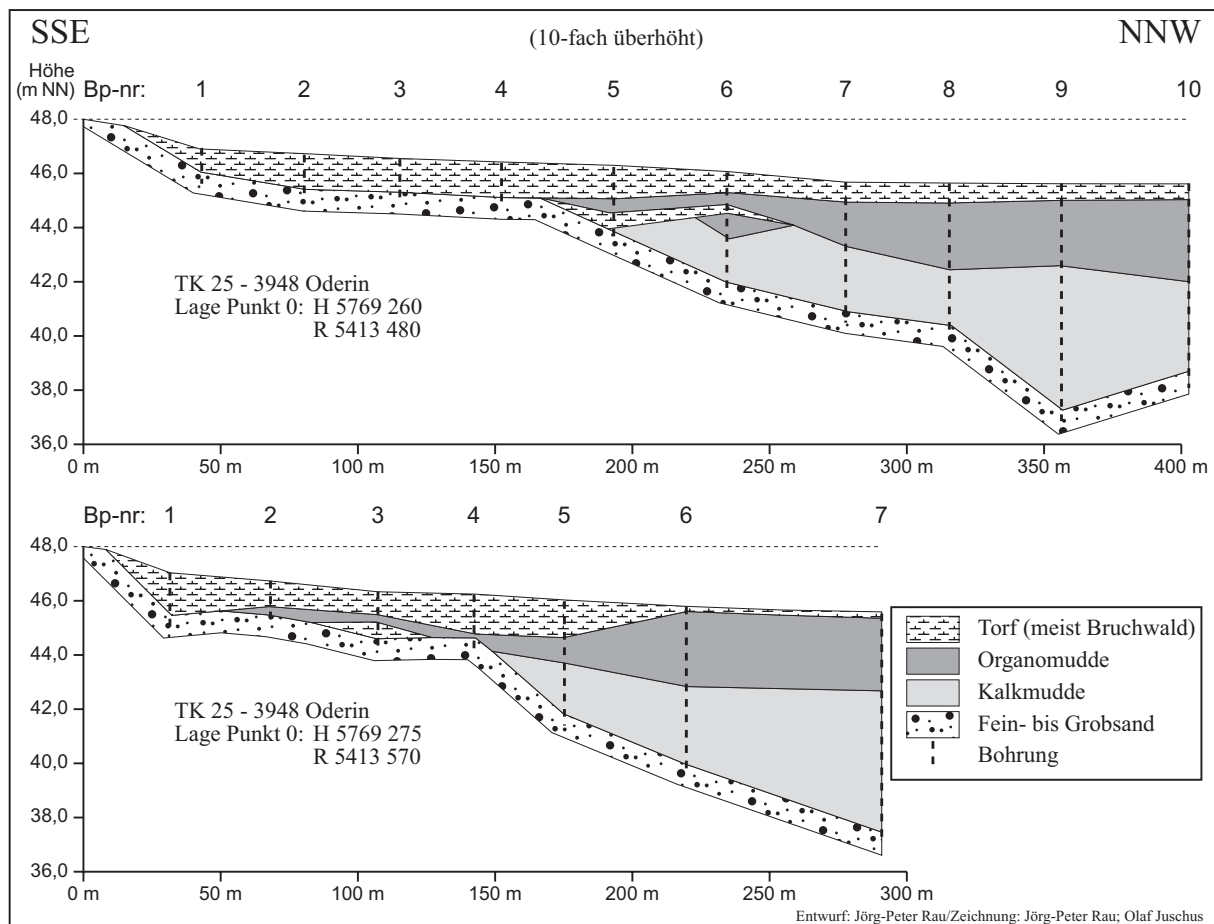


Abb. 19: Profile durch die Verlandungszone des Stietensees

Die Verhältnisse im Oderiner Becken ähneln der Situation auf der Lieberoser Hochfläche, welche zuletzt 1995 von BROSE und MARCINEK in SCHROEDER (Hrsg.) und 1999 von POPPSCHÖTZ beschrieben wurde.

Belege dafür, dass südlich der Brandenburger Eisrandlage Inlandeis gelegen hat, beschrieb MARCINEK (1961a) 3 km südlich von Krausnick. In diesen Bereichen sind Sanderflächen unregelmäßig über ausschmelzendem Toteis nachgesackt. Allerdings kann nach den eigenen Befunden das Toteis nicht die alleinige Ursache der tiefen Lage des Gebietes sein. Es handelt sich in diesem Fall um jüngere Sander, die sich in die ältere Fläche des Brandsanders einschnitten (siehe Kap. 4.2.4 ab S. 59).

4.1.6 Zusammenfassung zum Weichselmaximalvorstoß

Die Brandenburger Eisrandlage markiert im Arbeitsgebiet nicht die maximale Ausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises. Es lässt sich durchgängig von Lübben bis Luckenwalde ein Vorstoß über die Eisrandlage hinweg nach Süden nachweisen. Für diese kurzzeitige Oszillation wird die Bezeichnung

Weichselmaximalvorstoß (W_{\max}) vorgeschlagen. Sie überschritt die Brandenburger Eisrandlage zwischen 2 und 12 km (siehe auch Abb. 24, S. 69). Da in einigen Veröffentlichungen (z.B. LIEDTKE 1981) die Brandenburger Eisrandlage mit dem maximalen Vorstoß des weichselzeitlichen Eises gleichgesetzt wird, sei darauf hingewiesen, dass der Weichselmaximalvorstoß von der etwas weiter nördlich verlaufenden Brandenburger Eisrandlage streng zu trennen ist.

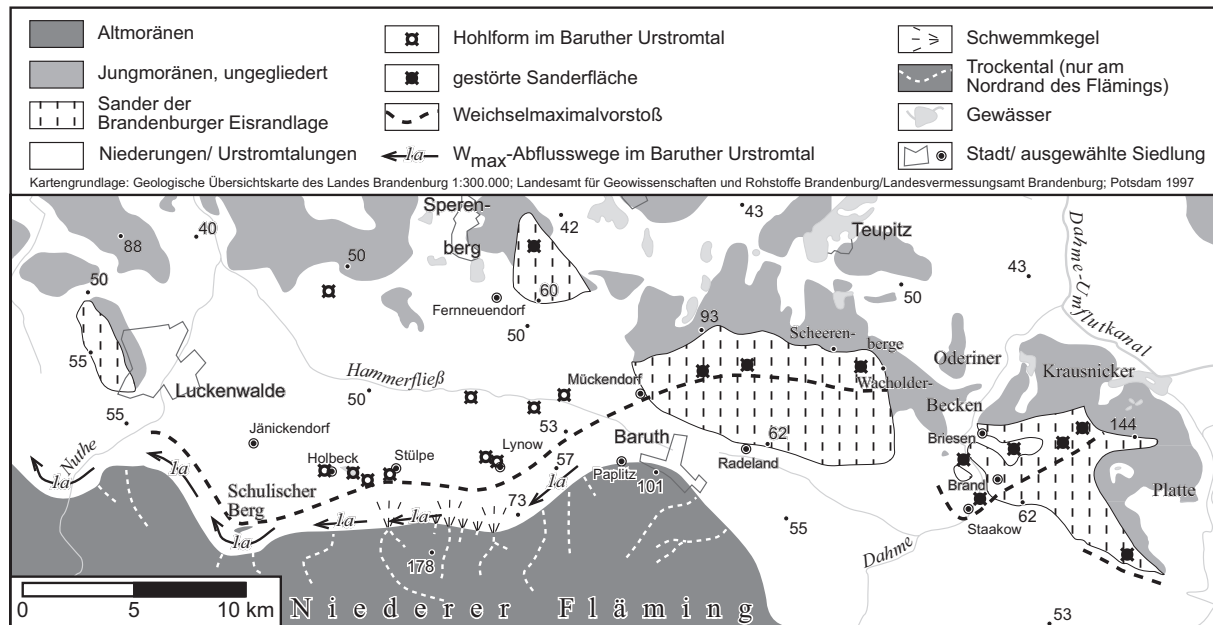


Abb. 20: Der Weichselmaximalvorstoß zwischen Lübben und Luckenwalde

Der Maximalvorstoß hat innerhalb des Arbeitsgebietes keine eigene Eisrandlage und zugehörige Elemente der glazialen Serie ausgebildet. Er lässt sich lediglich durch indirekte Spuren nachweisen. Dazu zählen die Toteishohlformen auf den Brandenburger Abflusswegen und die scharfen Unterschneidungskanten am Südrand des Baruther Urstromtales bei Lynow, die sich nur mit der Anwesenheit von Inlandeis erklären lassen. Die direkte Wirkung des weichselzeitlichen Gletschers war relativ gering. Die Hauptwirkung erreichten die Schmelzwässer, einerseits durch das Verschütten der Eisblöcke, andererseits durch die Schaffung der Erosionskanten.

Zwischen Luckenwalde und Baruth ist das Weichseleis, bedingt durch die tiefe Lage der nördlich sich anschließenden Platten, weit in das Baruther Urstromtal vorgestoßen. Es hat sich bis auf weniger als 2 km dem Fläming angenähert. Am Schulischen Berg erreichte es ihn sogar. Es gelang dem jüngsten Inlandeis aber kein Vorstoß auf den Niederen Fläming herauf. Zwischen Baruth und Lübben überschritt der Weichselmaximalvorstoß meist nicht die heutigen Sanderflächen und erreichte

nur im Oderiner Becken und südlich von Krausnick den Nordrand des Urstromtales.

Der Weichselmaximalvorstoß wird räumlich und zeitlich vor die Brandenburger Eisrandlage gestellt, da sich die Hohlformen auf den Sandern bzw. auf den Brandenburger Abflusswegen im Baruther Urstromtal befinden.

Zwischen Luckenwalde und Baruth lassen sich dem Weichselmaximalvorstoß Abflussflächen im Baruther Urstromtal zuordnen. Sie liegen am Südrand des Tales in 60 bis 75 m ü. NN.

4.2 Der Verlauf der Brandenburger Eisrandlage zwischen Lübben und Luckenwalde

4.2.1 Die Eisrandlage im Bereich der Luckenwalder und Kummersdorfer Platte

Die Luckenwalder Platte (Weinberge/Frankenfelder Berg) bildet am westlichen Stadtrand einen Riegel im Baruther Urstromtal. Sie trägt in ihrem westlichen Teil einen kleinen Sander der Brandenburger Eisrandlage. Nach Informationen, die Herrn KLAEN (Finanzamt Teltow-Fläming) zur Bodenschätzung vorliegen, bedingt eine geringmächtige Sandlössdecke die für einen Sander untypische Nutzung als Acker.

Die Kiesgrube an den Weinbergen (siehe Abb. 21, S. 58) bietet zur Zeit den einzigen Großaufschluss im Bereich der Brandenburger Eisrandlage. In ihr stehen glazifluviale Sedimente, meist Sande und Kiese an. Sie lagern weitgehend ungestört mit gut erhaltener Großrippelschichtung, die eine südwestliche Abflussrichtung anzeigt. Interessant war der Fund eines nur 40 cm mächtigen Tills innerhalb der Sande. Sein eng begrenztes Vorkommen sowie seine Schichtung belegen die Genese als *flow till*. Der hohe Quarzanteil verhinderte die zeitliche Einstufung des Geschiebemergels.

MAUDREI (1968) analysierte Proben eines mächtigen Tills aus den verfallenen Ziegeleigruben am Luckenwalder Weinberg, wenige hundert Meter südlich der Kiesgrube. Der Till besaß ein saalezeitliches Geschiebespektrum und kann nicht mit dem Geschiebemergel aus der Kiesgrube verglichen werden. Der saalezeitliche Till in den Ziegeleigruben spricht für eine präweichselzeitliche Anlage des Kernes der Luckenwalder Platte.

Morphologisch tritt die Luckenwalder Platte einheitlich hervor (Abb. 21, S. 58). Als NNW – SSE verlaufender Riegel steigt sie von Osten kommend steil aus dem Niveau des Urstromtales auf und fällt nach Westen sanft ab.

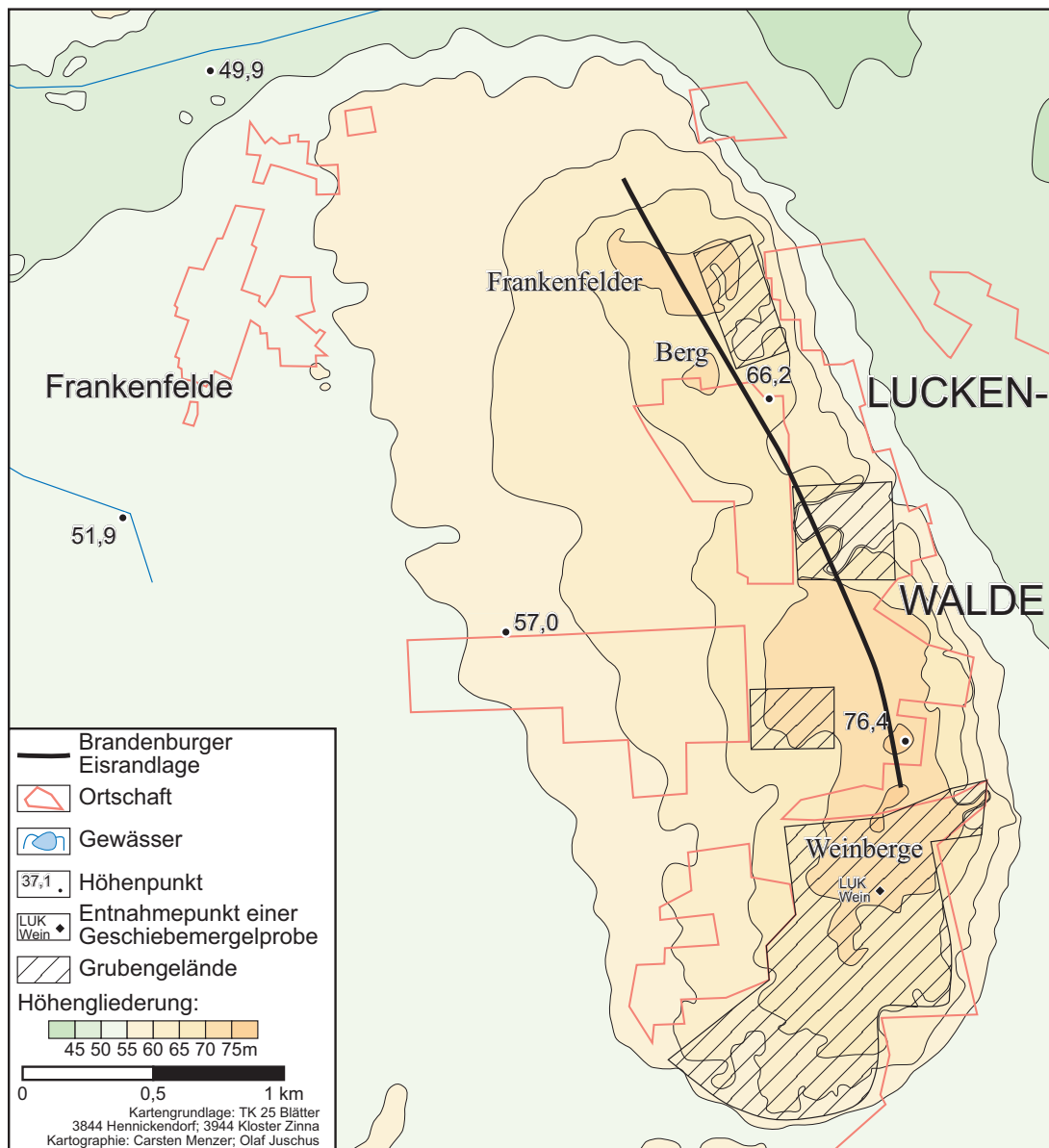


Abb. 21: Die Luckenwalder Platte

Natürliche geschlossene Hohlformen besitzt sie nicht. Eine deutliche Stufe begrenzt die Platte im Süden, Osten und Norden. Im Westteil der Platte geht die Sanderfläche weitgehend gleichsöhlig in das Urstromtal über, welches daher in diesem Abschnitt als gleichaltrig mit der Brandenburger Eisrandlage aufgefasst wird. Der Luckenwalder Sander kann als einziger im Arbeitsgebiet nicht mit einer nördlich anschließenden Rinne verknüpft werden.

Die Brandenburger Eisrandlage wird von NNW nach SSE über die Luckenwalder Platte gelegt. Hinweise für einen davon abweichenden Verlauf haben sich nicht ergeben.

Östlich der Luckenwalder Platte setzt die Brandenburger Eisrandlage aus. Sie ist bis zum 15 km östlich gelegenen Sperenberg nicht nachweisbar. Der Eisrand lag aber südlich der Kummersdorfer Platte. Das Niveau dieser extrem tief liegenden Platte befindet sich stellenweise unter dem des Baruther Urstromtales. Zur Zeit der Brandenburger Eisrandlage muss deshalb Inlandeis die Platte bedeckt haben. Andererseits befand sich der Eisrand auf alle Fälle nördlich der Brandenburger Abflussflächen im Urstromtal. Das entspricht, in Übereinstimmung mit dem Luckenwalder Sander, etwa dem Niveau von 55 m ü. NN.

4.2.2 Der Fernneuendorfer Sander östlich von Sperenberg

3 km östlich von Sperenberg befindet sich ein Sander. Auf der Karte (Abb. 22, S. 60) lässt sich gut erkennen, dass im südlichen Teil, in der Neuendorfer Heide, eine regelmäßig ausgebildete Sanderfläche vorhanden ist. Die in 60–62 m ü. NN gelegene Fläche fällt am Südrand mit einer deutlichen Stufe zum Niveau des Baruther Urstromtales (50 m ü. NN) ab. Die Höhenlage des Sanders und die Unterschneidungskante zum Urstromtal sind Belege dafür, dass es sich um eine Abflussfläche der Brandenburger Eisrandlage handelt. Der weiter östlich gelegene Baruther Sander erreicht an seinem Südrand vergleichbare Höhen. Das verkesselte Gelände nördlich der regelmäßigen Sanderfläche – die Klausdorfer Heide – stellt einen über ausschmelzendem Toteis nachgesackten Sander dar. Verbindet man die regelmäßige mit der verkesselten Sanderfläche, so erhält man den deltaförmigen Grundriss eines Kegelsanders. Weiterhin endet nördlich der Sanderspitze die Glaziale Rinne des Mellensees, die sich nach Norden bis an das Berliner Urstromtal verfolgen lässt. Am Südrand des Dorfes Klausdorf befand sich das Gletschertor der Rinne, von dem aus der Sander geschüttet wurde.

Den Sander begrenzen keine Endmoränen oder andere höhere Bereiche. Sein Widerlager zur Zeit seiner Bildung war demnach das Inlandeis. Die Brandenburger Eisrandlage wird mit den westlichen und östlichen Begrenzungen des Sanders gleichgesetzt. Für die Mellenseerinne und den Fernneuendorfer Sander ergibt sich aus dem Verlauf der Eisrandlage eine Position in einer Lobennaht.

Die Verkesselungen auf dem Sander und die südlich gelegenen Hohlformen im Urstromtal belegen hier den Weichselmaximalvorstoß.

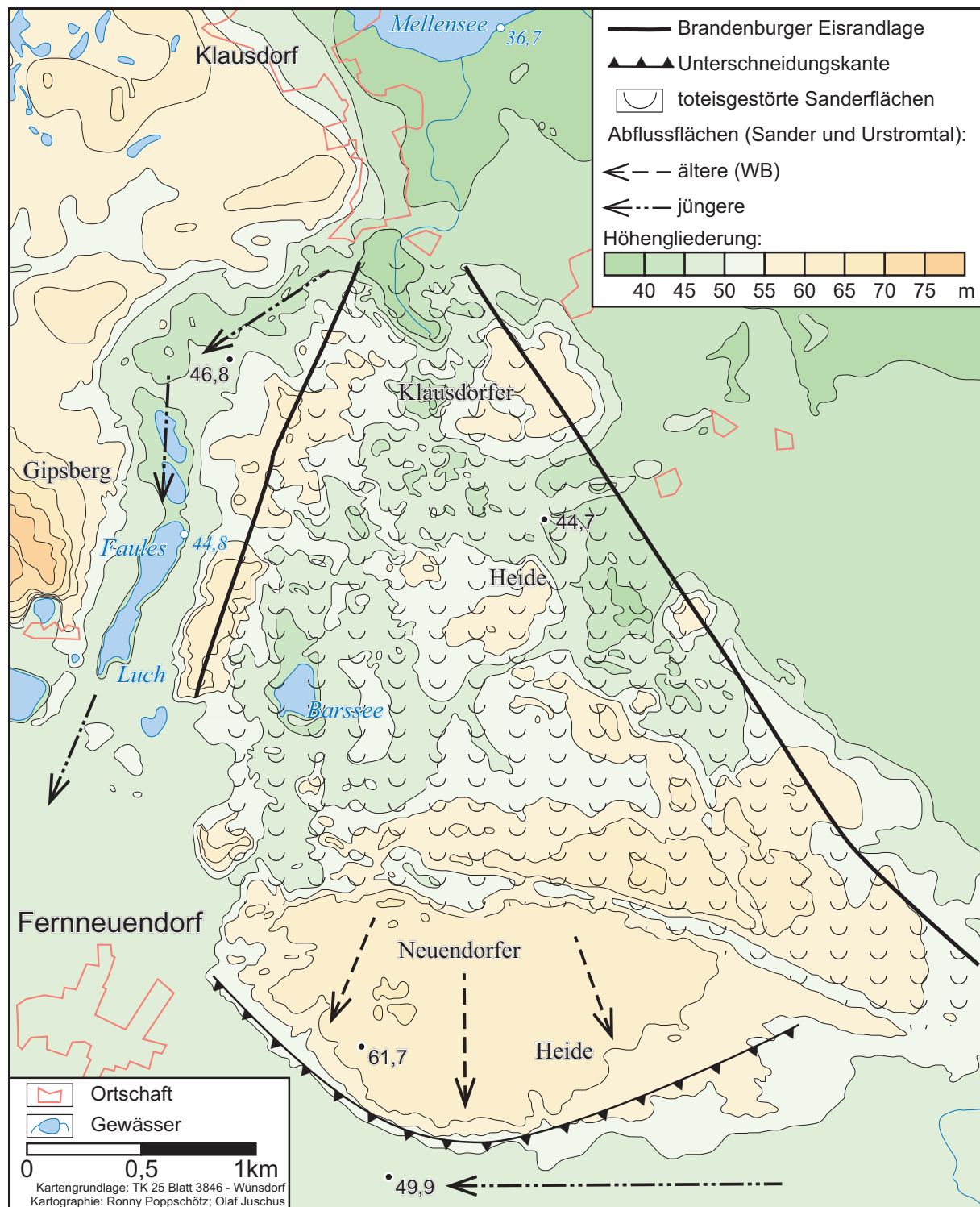


Abb. 22: Der Fernneuendorfer Sander

Westlich des Sanders erstreckt sich eine Niederung von Klausdorf bis zum Faulen Luch. Sie mündet stufenlos in das untere Baruther Urstromtal ein. Gedeutet wird sie als ein jüngerer Schlauchsander. Mit dem beginnenden Zurückschmelzen des Eises von der Brandenburger Rاندlage fiel der Kegelsander trocken. Das Schmelzwasser fand jetzt den günstigeren Weg westlich des Sanders durch die Niederung des Faulen Luches am Gipsberg. Inwieweit die Subrosion am Gipsberg die Bildung des Sanders begünstigte, bleibt Spekulation. Fest steht, dass der Schlauchsander im Norden keine Anbindung an eine jüngere Eisrandlage besitzt.

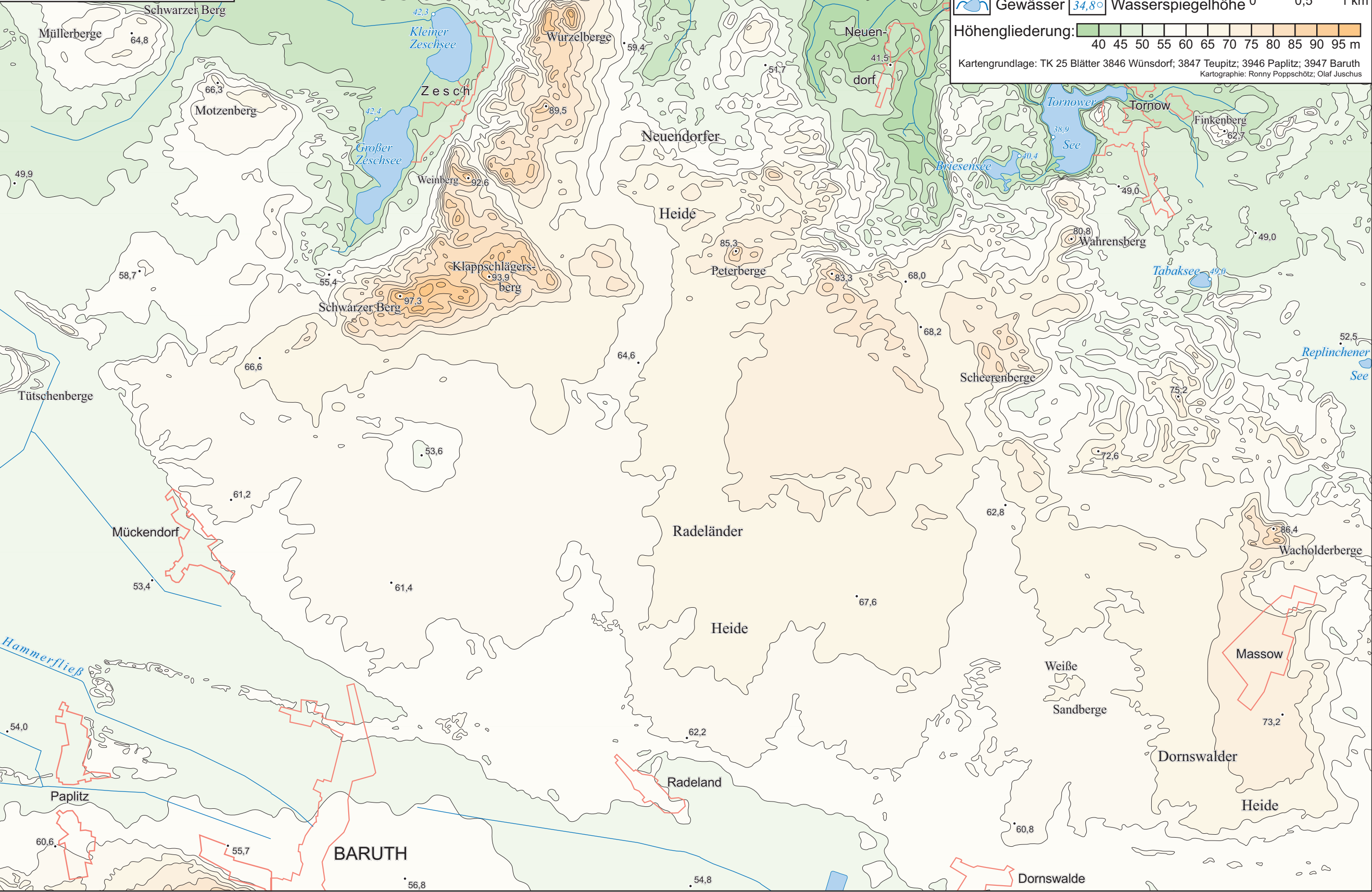
4.2.3 Die Brandenburger Eisrandlage im Bereich der Teupitzer Platten


Südöstlich des Fernneuendorfer Sanders setzt die Brandenburger Eisrandlage erneut aus. Die Müllerberge liegen jedoch eindeutig nördlich der Eisrandlage, da sich etwa 3 km weiter südlich ein auffälliger von Nordwesten nach Südosten gestreckter Wall befindet (siehe beiliegende Karten: Der Baruther Sander und Morphologische Übersichtskarte des Baruther Sanders). Es handelt sich nicht um eine Düne, wie es in der Physischen Geographie Deutschlands von HAEFKE (1959 nach LEMBKE 1939b) verzeichnet ist. Der Wall wird aus grobem Material aufgebaut, welches durchaus die Größe kleinerer Blöcke erreichen kann (bis 30 cm Durchmesser). In nordwestlicher Fortsetzung der Längsachse des Walles befindet sich der Fernneuendorfer Sander. Außerdem schließt sich in östlicher Fortsetzung des Walles ebenfalls die Brandenburger Eisrandlage an, die dort durch den Nordrand des Baruther Sanders gekennzeichnet ist (siehe beiliegende Karten). Daher wird der Wall als Endmoräne der Brandenburger Eisrandlage gedeutet.


Der Nordrand des Baruther Sanders führt die Brandenburger Eisrandlage weiter nach Osten, wo sie mit den Endmoränen am Schwarzen Berg bei dem Dorf Zesch modellhaft hervortritt. Südlich des Schwarzen Berges breitet sich die große Fläche des Baruther Sanders aus. Von 75 m ü. NN an der Sanderwurzel dacht sie sich auf 60 m bis 55 m ü. NN am Urstromtal ab. Dort grenzt sie mit der von MARCINEK (1961a) beschriebenen Stufe an das Baruther Urstromtal.

Die Unterschneidungskante, die am Nordrand des Urstromtales sonst sehr deutlich ausgeprägt ist, setzt bei Radeland und Dornswalde weitgehend aus. Dort münden tiefere Sanderniveaus ein. Nur kleine Stufen, die höchstens einen Meter Höhe erreichen, sind lückenhaft nachweisbar, auch wenn die jüngere

Der Baruther Sander



**Ortschaft**

**Gewässer**

37,1

•

34,8

○

Höhenpunkt

Wasserspiegelhöhe

0

0,5

1 km

Höhengliederung:

40

45

50

55

60

65

70

75

80

85

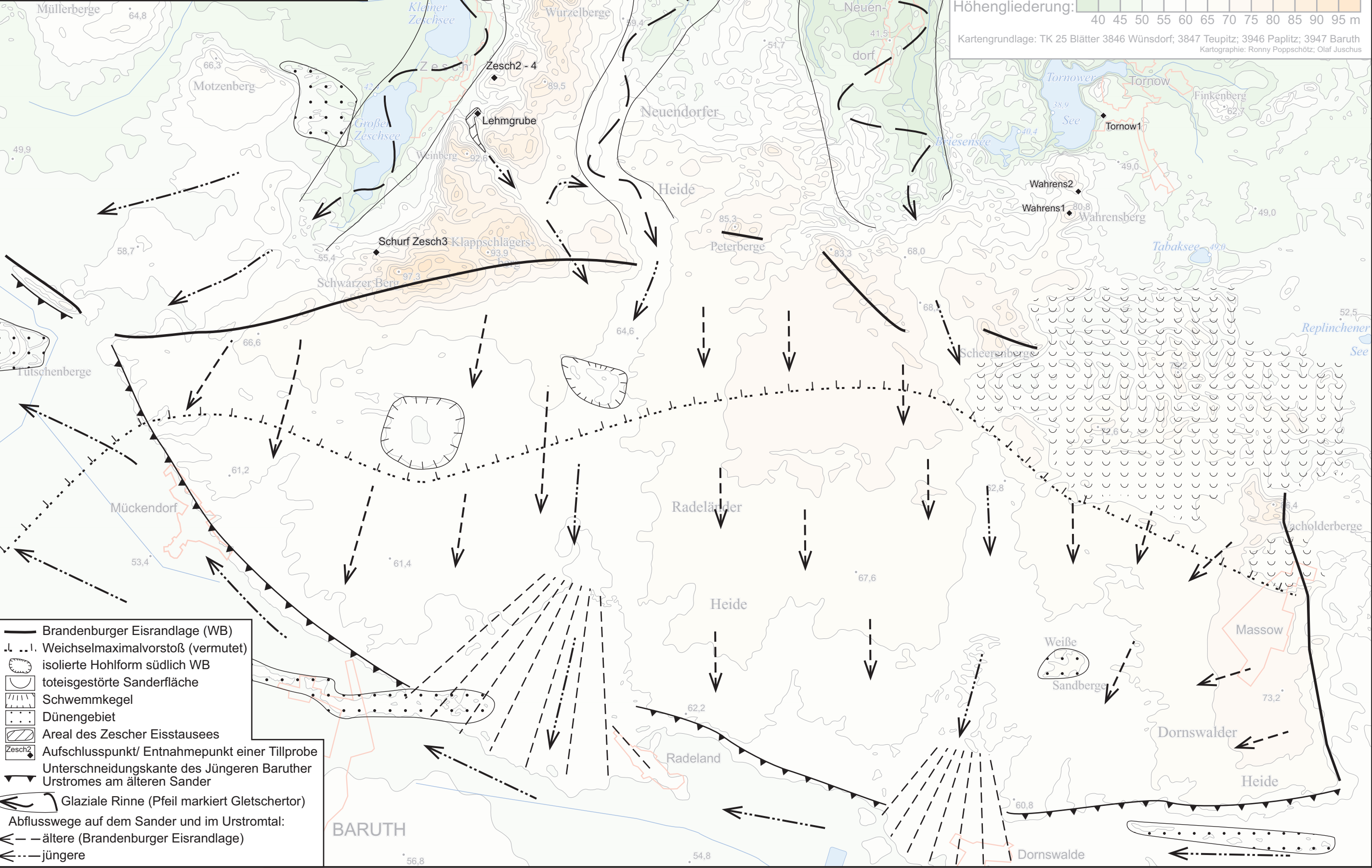
90

95 m

Kartengrundlage: TK 25 Blätter 3846 Wünsdorf; 3847 Teupitz; 3946 Paplitz; 3947 Baruth

Kartographie: Ronny Poppschütz; Olaf Juschus

Morphologische Übersichtskarte des Baruther Sanders



Schwemmkegelbildung bei Radeland und Dornswalde die Verhältnisse etwas verwischt (siehe auch S. 92). Der 54 m ü. NN hoch gelegene Boden des Urstromtales ist demnach gleichaltrig mit den tieferen Sanderniveaus. Die tieferen Sanderniveaus werden vom Autor als eigenständige Schlauchsander aufgefasst, die sich in den älteren Flächensander eingetieft haben. Besonders im Durchbruchsbereich durch die Brandenburger Eisrandlage, etwa 1 km östlich des Klappschlägersberges und an den Scheerenbergen (siehe beiliegende Karten), tritt der schlauchartige Charakter deutlich hervor. In Richtung Urstromtal verbreitert sich der Boden beider Schlauchsander allmählich, durchaus vergleichbar mit den „Trompetentälchen“, die TROLL (1926) im Alpenvorland beschrieb. Nach Norden streichen die jüngeren Sander in die Luft aus. Eine Eisrandlage, mit der sie verknüpft werden können, ist nicht nachweisbar. Auffällig ist weiterhin, dass das Niveau der älteren Flächensander in der Nähe der jüngeren Schlauchsander bereits tiefer liegt, als abseits davon. Die Höhe der Unterschneidungskante zum Urstromtal nimmt in diesen Abschnitten bereits ab. Sie ist aber noch vorhanden. Eine räumliche Bündelung des Schmelzwasserabflusses noch zur Zeit des älteren Sanders wird damit belegt (NITZ 1969). Der Verlauf der jüngeren Schlauchsander wurde mit den etwas jüngeren und tieferen Niveaus des Flächensanders festgelegt. Der Übergang von der älteren zur jüngeren Sandergeneration erfolgte demnach kontinuierlich. Ein Trockenfallen des Sanders hat es zwischenzeitlich nicht gegeben.

Der Schmelzwasserzufluss zum Baruther Sander erfolgte über Glaziale Rinnen, die auch noch nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage in Funktion blieben. Besonders für die beiden Schlauchsander ist die Beziehung zu den Rinnen offensichtlich. Nördlich des Schlauchsanders, der bei Radeland in das Urstromtal einmündet, schließt sich die Glaziale Töpchiner See-Rinne an (siehe Abb. 68, S. 135). Über eine Einsattelung in den Endmoränen nördlich des Zescher Weinberges floss dem Schlauchsander zusätzlich Schmelzwasser zu. Das Hauptgletschertor dieser Rinne befand sich etwa 2 km südöstlich des Zescher Dorfplatzes. Der Schlauchsander, der bei Dornswalde in das Urstromtal einmündet, erhielt sein Wasser über ein Gletschertor bei Neuendorf von der großen Teupitzer See-Rinne (siehe Abb. 68). Weniger deutlich ausgebildet ist die Rinne, die die beiden Zeschseen und der große Möggelinsee nachzeichnen. Erfolgte die Entwässerung dieser Rinne zunächst nach Süden auf den Baruther Sander, so schwenkte sie

später nach Südwesten um und bildete so den jüngeren Sander südlich des Motzenberges. Die verkesselte Landschaft unmittelbar südwestlich des großen Zeschsees lässt dort den Austritt des Schmelzwassers und damit das zugehörige Gletschertor vermuten.

Auch wenn zum Verlauf der Brandenburger Eisrandlage auf den Teupitzer Platten im großen und ganzen Klarheit besteht, so stößt doch eine detaillierte Festlegung ihres Verlaufes auf große Schwierigkeiten. Von dem bereits erwähnten Endmoränenstück 3 km südlich der Müllerberge verläuft sie zunächst noch eindeutig in östliche Richtung. Im hochgelegenen Gebiet südlich von Zesch spaltet sie sich in mehrere, gestaffelt angeordnete Wälle auf, die kaum über größere Entfernungen zu verfolgen sind. Die Genese dieses unübersichtlichen Reliefs besteht in einer wiederholten Oszillation des Gletschers. Die Eisrandlage wurde hier an den südlichsten erkennbaren Wall gelegt. Östlich des Klappschlägersberges kann die Randlage etwa über die Peterberge in Richtung Scheerenberge gezogen werden. Der im Kapitel 4.1.5 (S. 53) erwähnte toteisgestörte Bereich zwischen den Scheeren- und den Wacholderbergen verwischt dort den Verlauf der Eisrandlage. Von den Wacholderbergen aus verläuft sie 3 km in südliche Richtung. Typisch ist in diesem Abschnitt die Ausbildung der Randlage als Sanderansatz. Endmoränen fehlen weitgehend.

Die sandig-kiesige Ausbildung der Brandenburger Eisrandlage ist bereits seit längerer Zeit bekannt (NITZ 1969, S. 150). Feinere Sedimente oder Geschiebemergel bilden im Bereich der Eisrandlage eine Ausnahme. Wenn sie trotzdem angetroffen werden, handelt es sich oft um Durchragungen älteren Materials oder um kleinräumige Staubecken. Lediglich am Wahrensberg könnte es sich nach der Ausbildung des Tills bei einem der beiden Vorkommen um eine weichselzeitliche Ablagerung handeln (Probe Wahrens2).

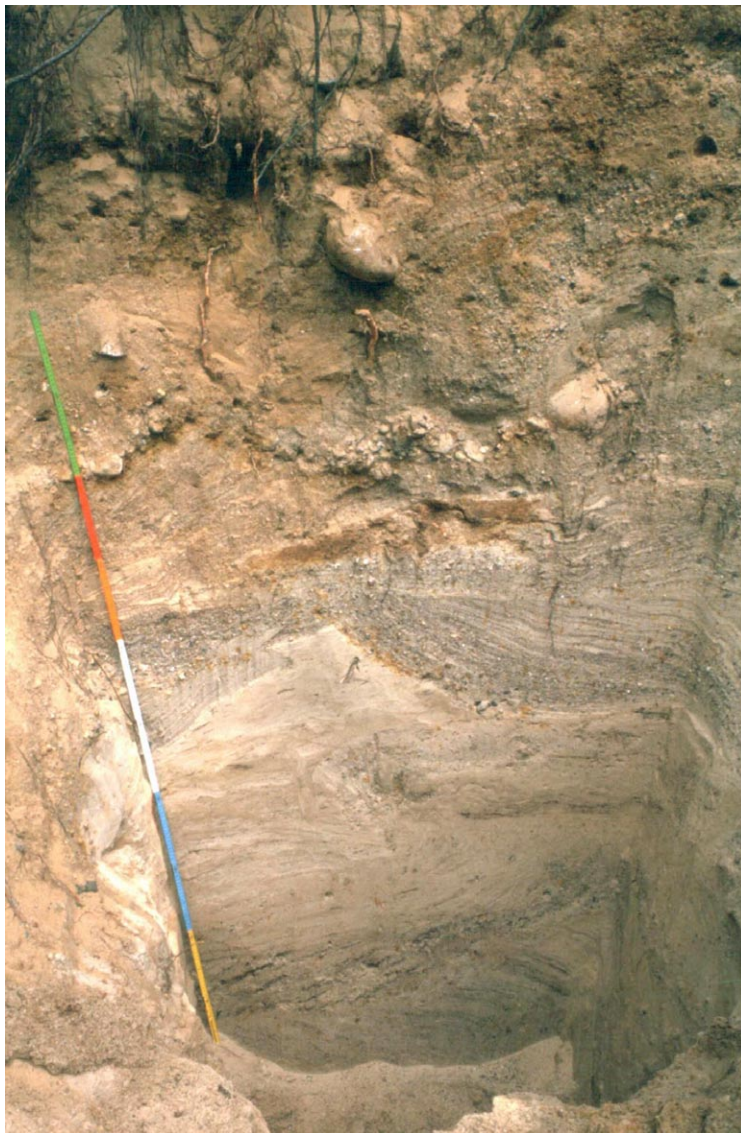


Abb. 23: Glazifluviales Material im Schurf Zesch 3

Am Innensaum der Endmoränen südlich des Dorfes Zesch wurde in einer aufgelassenen Sandgrube zumindest ansatzweise die innere Struktur der Endmoräne ergraben (Schurf Zesch3, siehe auch Abb. 127, S. 216). Es fand sich glazifluviales Material mit stark wechselnder Korngröße. Die Sedimente lagerten zum Teil gestört. Die Deformationen werden mit intrasedimentären Prozessen, z.B. als Folge der Entwässerung, erklärt. Die stark variierenden Korngrößen künden von der Nähe des Eisrandes bei der Ablagerung. Der Schurf belegt hier die Genese der Endmoräne als Satzendmoräne.

4.2.4 Die Eisrandlage im Oderiner Becken und auf der Krausnicker Platte

Vom Gebiet südlich der Wacholderberge bis zu den Krausnicker Bergen ist die Brandenburger Eisrandlage nicht genau nachweisbar. Dennoch kann anhand einiger Indizien ihr Verlauf zumindest eingengt werden.

Die isoliert erhaltenen Sanderflächen der Glinze und des Wehlow-/Raupenberges (siehe Kap. 4.1.5, S. 54) belegen den Weichselmaximalvorstoß bis in das Baruther Urstromtal bei Staakmühle. Andererseits muss der Brandenburger Eisrand auf alle Fälle nördlich der Sanderreste gelegen haben. Da aber sowohl am Nordhang des Oderiner Weinberges als auch nördlich von Freidorf tiefliegender weichselzeitlicher

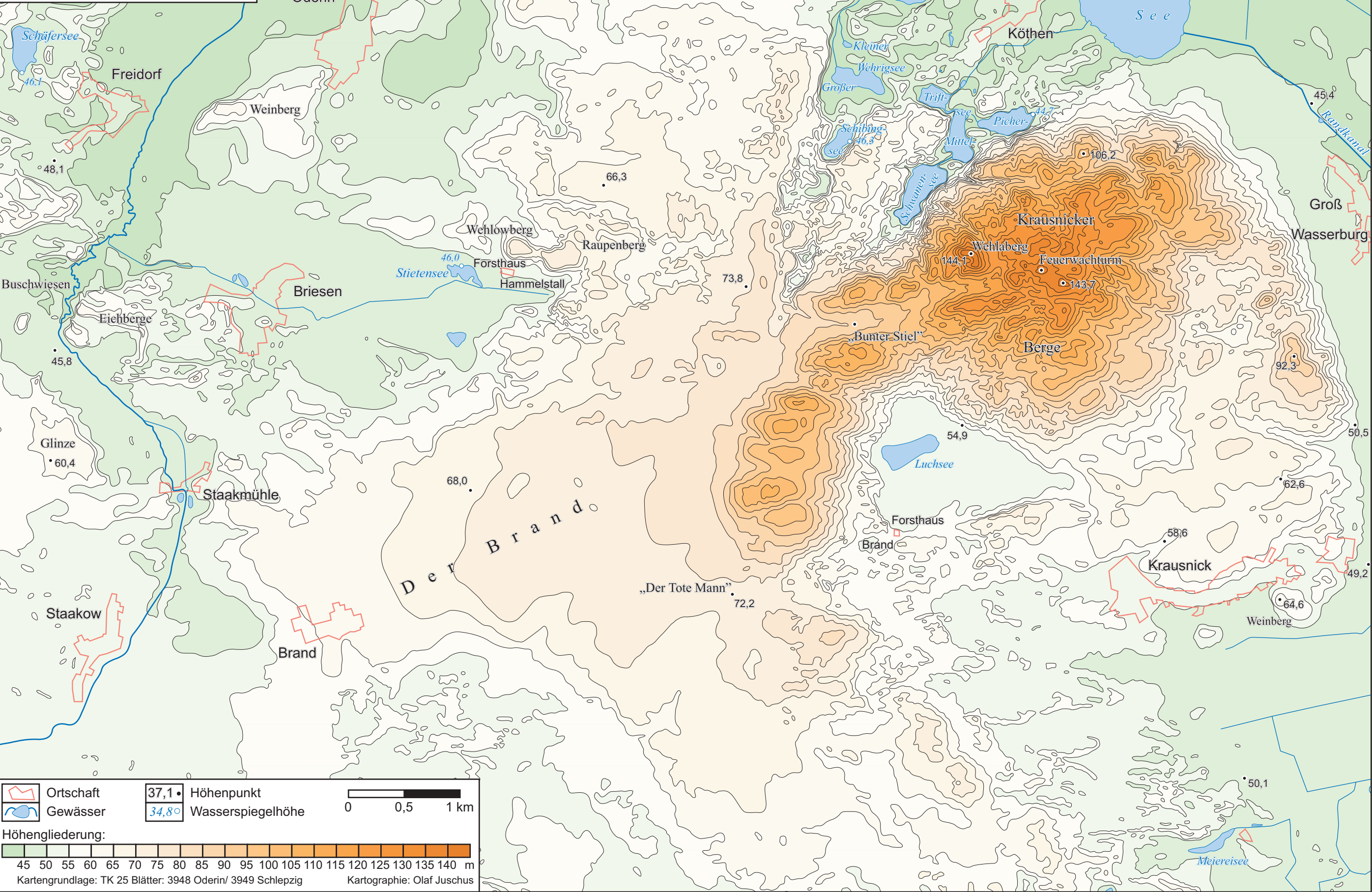
Geschiebemergel ansteht, muss der Brandenburger Eisrand wiederum südlich dieser Linie zu suchen sein. Die Brandenburger Eisrandlage verläuft demnach zwischen Briesen und Oderin.

Ein anderes Bild ergibt sich auf und an den Krausnicker Bergen (siehe beiliegende Karten: Die Krausnicker Platte, Morphologische Übersichtskarte der Krausnicker Platte). Dort ist die Brandenburger Eisrandlage mit dem vorgelagerten Brandsander kräftig entwickelt. Der Brand grenzt mit einer deutlichen Stufe an das Baruther Urstromtal. Von 60–65 m ü. NN am Urstromtal steigt sein Niveau fast unmerklich bis auf 80 m ü. NN an den Endmoränen südwestlich der Krausnicker Berge an, die über 100 m ü. NN erreichen. Allerdings lehnen sie sich an einen saalezeitlichen Stauchmoränenkomplex (nach HANNEMANN 1965) an. Das präexistente Hochgebiet wirkte dabei auf den weichselzeitlichen Gletscher wie ein Strompfeiler. Auch wenn es vollständig vom jüngsten Inlandeis überfahren wurde, so bremste es die weitere Ausdehnung des Gletschers. Im Gegensatz dazu konnte das Eis im östlich sich anschließenden Gebiet des tief gelegenen Unterspreewaldes weit nach Süden vorstoßen. Von dort umfloss der Gletscher die Krausnicker Berge. Deshalb kam der Eisvorstoß im Gebiet von Krausnick und des Luchsees nicht aus Norden, sondern aus Osten bis Südosten.











Nachweisen lässt sich diese ungewöhnliche Richtung am Abbiegen der Glazialen Rinnen im Unterspreewald. Die Rinne des Meiereisees südlich von Krausnick ist annähernd von Ost nach West gerichtet.

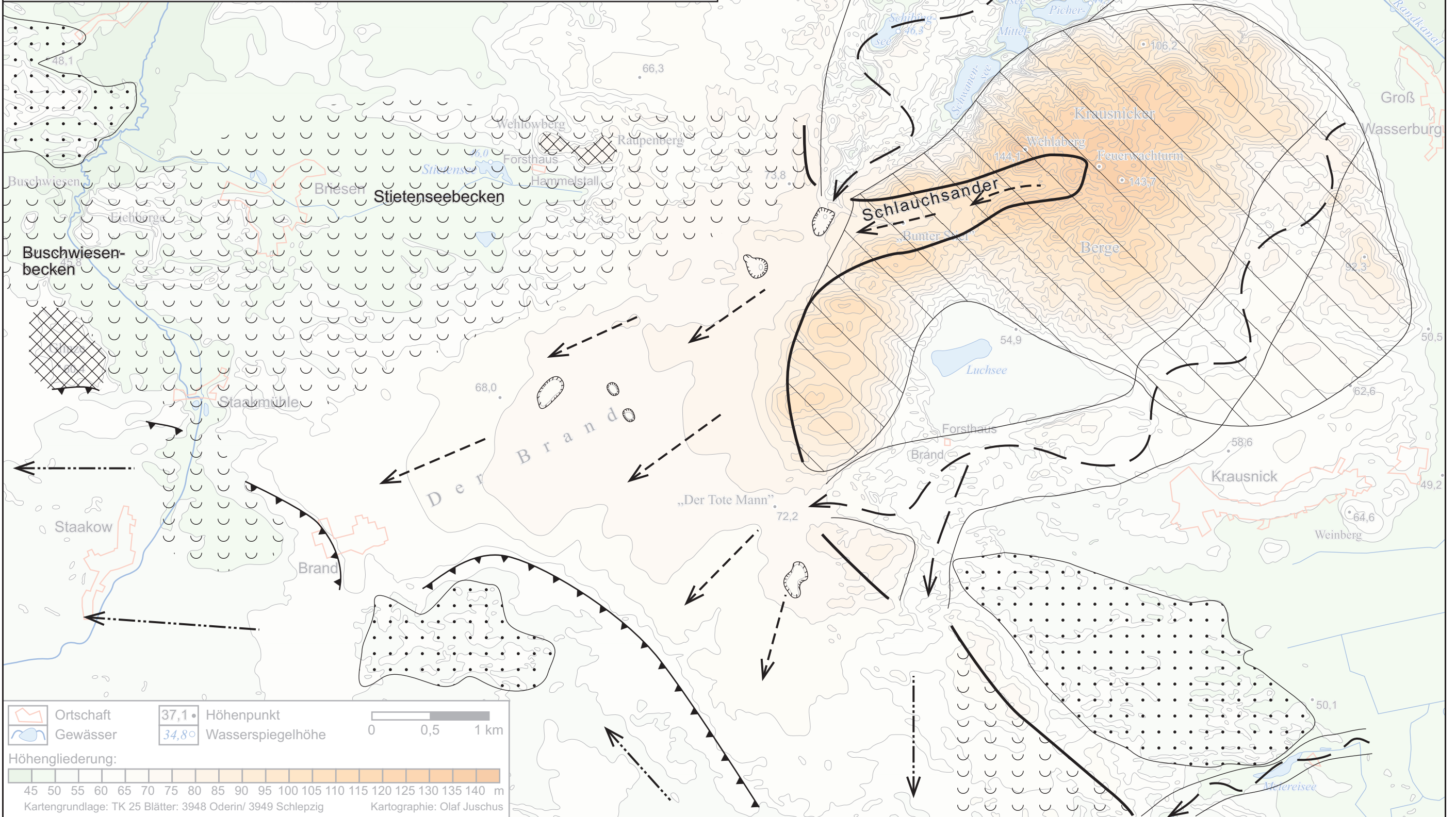
Weiterhin findet sich auf den Krausnicker Bergen ein modellhaft ausgebildeter Schlauchsander der Brandenburger Eisrandlage (siehe beiliegende Karte: Morphologische Übersichtskarte der Krausnicker Platte). Er verläuft über eine Entfernung von 2 km von Ost nach West. Dieser Sander wird sowohl nördlich als auch südlich von Endmoränen eingefasst, die dem älteren Moränenkomplex aufsitzen. Das Eis, welches den südlichen Moränenast bildete, konnte nur aus südlicher Richtung kommen, da der Schlauchsander eisfrei war. Der Schlauchsander setzt am Feuerwachturm der Krausnicker Berge in etwa 130 m ü. NN ein. Er dacht sich mit unregelmäßigem Gefälle bis zu seiner stufenlosen Einmündung in den

Die Krausnicker Platte



Morphologische Übersichtskarte der Krausnicker Platte

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Brandenburger Eisrandlage (WB) |  | saalezeitliches Stauchungsgebiet nach HANNEMANN (1965) |
|  | isolierte Hohlform südlich WB |  | Glaziale Rinne (Pfeil markiert Gletschertor) |
|  | toteisgestörte Sanderflächen | Abflussflächen auf dem Sander und im Urstromtal: | |
|  | isoliert erhaltene Sanderflächen |  | ältere (Brandenburger Eisrandlage) |
|  | Dünengebiet |  | jüngere |
|  | Unterschneidungskante des jüngeren Urstromes am älteren Sander | | |



Brandsander unterhalb des sogenannten „Bunten Stieles“¹ auf 80 m ü. NN ab. Über weite Strecken erscheint der Sander heute als ein bis 250 m breites trockenes Sohlental. Das geringe Gefälle und die ausgeprägte Talsohle unterscheiden ihn von allen anderen Trockentälern im Bereich der Krausnicker Berge, die als steile Kerbtäler ausgebildet wurden. Die relativ ebene Sohle, in die sich nur ein unbedeutender jüngerer Einschnitt eingetieft hat, wurde im Abschnitt südlich des Wehlaberges bis zum Feuerwachturm jedoch sehr deutlich zerschnitten. Neben nachträglicher periglazialer Zerrung kommt dafür auch der finale Schmelzwasserabfluss in Frage, der sich in die Sohle eintiefte. Im Gebiet um den Feuerwachturm existierten kleinere Gletschertore, die den Sanderabfluss speisten. Da sich an der Wurzel dieses Sanders keine Glaziale Rinne oder eine andere Bildung finden lässt, die auf größeren Schmelzwasserzufluss hinweist, werden die Gletschertore am Wachturm nur das lokal anfallende Schmelzwasser abgeführt haben.

Der Schlauchsander bietet die im Arbeitsgebiet einmalige Möglichkeit, die Mindestmächtigkeit des weichselzeitlichen Gletschers abzuschätzen. Die Gletschertore am Feuerwachturm befanden sich etwa 130 m ü. NN. Nördlich der Krausnicker Berge liegt die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz in einem Niveau um 45 m ü. NN. Eingesenkt darin ist der Köthener See mit einer Mindestmächtigkeit seiner limnischen Füllung von 8 m. Die Gletscherbasis lag dort weitflächig bei 30 bis 35 m ü. NN. Das weichselzeitliche Inlandeis erreichte damit im unmittelbaren Rückland der Brandenburger Eisrandlage eine Mindestmächtigkeit von 100 m.

Die Hauptgletschertore, von denen aus der Brandsander geschüttet wurde, befanden sich am „Bunten Stiel“ und an zwei markanten Einsattelungen in der Endmoräne südlich und südwestlich des Luchsees. An der südwestlichen Einsattelung stand der „Tote Mann“ (siehe Seite 9). Vom Gletschertor am „Bunten Stiel“ aus schließt sich nach Norden eine intensiv verkesselte Landschaft an, die die landschaftlich reizvollen Heideseen beherbergt und am Köthener See endet. In diesem stark durch

¹ Die Ortsbezeichnung „Bunter Stiel“ kennzeichnet den ehemaligen Standort der Grenzpfähle zwischen Sachsen und Preussen bis 1815. Sie hat sich bis heute erhalten.

Toteis geprägten Bereich verließ ein großer Schmelzwasserstrom den Gletscher. Allerdings hat die Spree den weiteren Verlauf der Rinne östlich des Köthener Sees etwas verwischt. Dennoch ist ein genetischer Zusammenhang zwischen dem Neuendorfer und dem Köthener See (siehe auch Abb. 68, S. 135) unverkennbar. Sie liegen innerhalb einer Glazialen Rinne. Auf diese Tatsache hat bereits LEMBKE (1936, S. 141) hingewiesen. Die Fortsetzung der Glazialen Rinne wird nach Norden bis zum Scharmützelsee gezogen.

Noch diffiziler zeigt sich die Landschaft am „Toten Mann“. Sowohl das Gletschertor direkt am „Toten Mann“ als auch das Tor 1,5 km südöstlich davon erhielten ihr Schmelzwasser aus der gleichen Glazialen „Rinne“. Sie ist aber südlich des Luchsees nicht als Hohlform, sondern als ein breiter langgestreckter Höhenzug entwickelt, welcher die Umgebung bis zu 15 m überragt. Erklärt wird die außergewöhnliche Ausbildung der Rinne als Höhenzug mit der hohen Lage der Gletschertore an den Krausnicker Bergen, die fast 75 m ü. NN erreicht. Es wird angenommen, dass vor allem die finalen, subaerischen Schmelzwässerabflüsse durch die Rinne den Höhenzug aufschütteten. Er ist aber keinesfalls regelmäßig wallartig ausgebildet, sondern sehr kuppig und zum Teil verkesselt. Daher wird der Begriff Os für diese Bildung abgelehnt. Bei dem Dorf Krausnick schwenkt der Höhenzug nach Norden und bildet in den Krausnicker Bergen eine echte Rinne mit unregelmäßigen Kuppen und Kesseln, die sich deutlich vom normalen Relief der Krausnicker Berge abhebt. Dieses besitzt kaum geschlossene Hohlformen und ist stark zertalt. Oberhalb von Groß Wasserburg streicht die Rinne in die Luft aus. In nordöstlicher Verlängerung findet sich der Neuendorfer See und damit eine Anbindung an die Scharmützelsee-Rinne. Alle Hauptgletschertore des Brandsanders wurden demnach von der gleichen Glazialen Rinne gespeist. Die Ursache dieser außergewöhnlichen Bifurkation sind die Krausnicker Berge. Einerseits zogen sie als Kerbe zwischen zwei Eisloben die Schmelzwässer an (siehe auch SMED 1998). Andererseits zwang ihre enorme Höhe die Schmelzwässer zu einem bedeutenden Aufstieg, dem diese nordwestlich bzw. südöstlich auswichen.

Die Ausgliederung jüngerer Sander ist auf der Krausnicker Platte komplizierter als auf den Teupitzer Platten. Nachweisbare jüngere Schmelzwasserabflüsse finden sich lediglich im Südteil der Krausnicker Platte. Südwestlich des „Toten Mannes“ ist ein etwas tieferes Sanderniveau auf dem Brand ausgebildet. Dieses grenzt aber mit

einer deutlichen Stufe an das Urstromtal und kann deshalb nicht als jüngerer Sander bezeichnet werden. Die jüngste Entwässerung erfolgte nicht mehr nach Westen über das Gletschertor am „Toten Mann“, sondern vom Forsthaus Brand in Richtung Süden. Dort durchbricht der jüngere Sander die Endmoränen und mündet stufenlos in das Urstromtal. Ebenso setzt sich die Glaziale Rinne des Meiereisees nach Westen als ein tieferes Sanderniveau fort, welches ebenfalls niveaugleich in das Baruther Tal einmündet. Beiden jüngeren Sandern kann in ihrem Rückland keine Eisrandlage zugeordnet werden.

4.2.5 Die Brandenburger Eisrandlage im Gebiet des Unterspreewaldes

1,5 km südlich des Meiereisees setzt die Brandenburger Randlage erneut aus. Sie kann erst 25 km weiter östlich bei Byhleguhre wieder nachgewiesen werden. In der Niederung des Unterspreewaldes finden sich jedoch Hinweise, die den Verlauf der Eisrandlage einengen können.

Die annähernde Ost-Westerstreckung der Rinne des Meiereisees (siehe Abb. 68, S. 135) belegt eine dazu parallele Bewegungsrichtung des Eises in diesem Gebiet. Dementsprechend muss der Eisrand südlich dieser Rinne noch einige Kilometer in südliche Richtung verlaufen sein, bevor er in östliche Richtung umschwenkte. Ansonsten hätte der Verlauf der Rinne eine mehr südliche Komponente. Der Eisrand lag demnach bei Lübben an der Treppendorfer Höhe. Am Ostrand der Talsandniederung des Unterspreewaldes schwenkt der Verlauf der Glazialen Rinnen nach Süden ein, der Eisrand ist deshalb auch in dieser Richtung zu suchen. Der so skizzierte Eisrand belegt, dass die Talsandniederung des Unterspreewaldes vollständig im Rückland der Brandenburger Eisrandlage gelegen hat. Auf der Treppendorfer Höhe selbst fanden sich keine Hinweise auf eine jüngste Eisbedeckung. Der Geschiebemergel, der in den Ziegeleigruben bei Treppendorf ansteht, besitzt ein saalezeitliches Kleingeschiebespektrum (siehe Probe Treppe).

4.2.6 Zusammenfassung zur Brandenburger Eisrandlage

Die Brandenburger Eisrandlage kann nur an den Luckenwalder Weinbergen, östlich von Sperenberg, auf den Teupitzer Platten und an den Krausnicker Bergen nachgewiesen werden. Außerhalb der genannten Bereiche gelingt durch indirekte Spuren nur eine unscharfe Eingrenzung ihres Verlaufs. Im Gebiet des Unterspreewaldes hat das Inlandeis während der Brandenburger Eisrandlage an der

Treppendorfer Höhe gelegen, ohne Spuren zu hinterlassen.

Die Interpolation der Brandenburger Eisrandlage in den Gebieten, wo die Eisrandlage aussetzt, ist subjektiv gefärbt. Sie wird deshalb nicht vorgenommen. Diese Herangehensweise betont den lückenhaften Charakter der Brandenburger Eisrandlage. Es wird für möglich gehalten, dass bereits zu dieser Zeit der weichselzeitliche Gletscher nicht mehr auf seiner ganzen Front aktiv war.

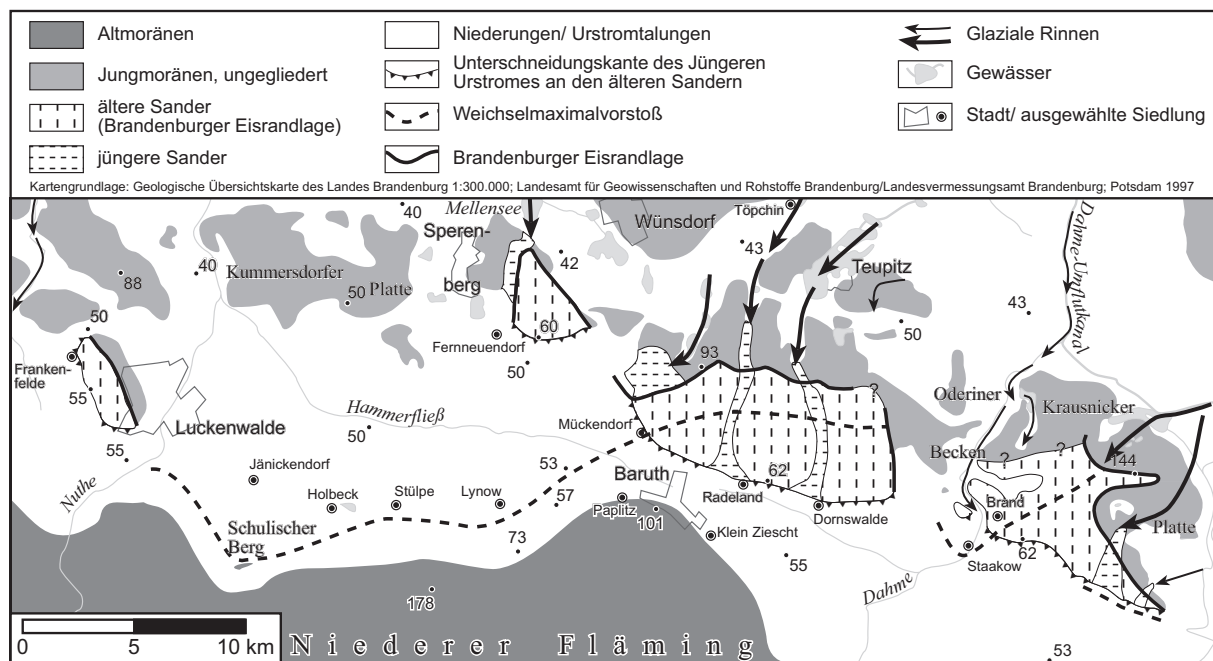


Abb. 24: Der Weichselmaximalvorstoß und die Brandenburger Eisrandlage zwischen Lübben und Luckenwalde

Bei den Brandenburger Sandern im Arbeitsgebiet nimmt der Luckenwalder Sander eine gewisse Sonderstellung ein, da er einerseits in seinem Rückland nicht mit einer Glazialen Rinne verknüpft werden kann und andererseits nur aus der älteren Sandergeneration besteht, die weitgehend gleichsohlig in das Urstromtal einmündet.

Große Glaziale Rinnen versorgten die drei anderen Sander im Untersuchungsgebiet, den Fernneuendorfer, den Baruther und den Brandsander mit Schmelzwasser. Sie besitzen jeweils zwei Sandergenerationen. Die erste, ältere Generation entwässerte die Brandenburger Eisrandlage und bildete Flächensander, die am Urstromtal bei 62,5 m bis 55 m ü. NN Höhe enden. Sie fallen mit einer deutlichen Stufe (1,5–10 m) zum jüngeren Boden des Urstromtales ab. Die jüngeren Sander schnitten sich schlauchförmig in die Flächensander ein und mündeten nahezu niveaugleich in das Urstromtal. An die jüngeren Sander schließt sich im Rückland der Randlage jeweils

eine Glaziale Rinne an. Die Rinnen belieferten nicht nur die älteren, sondern auch die jüngeren Sander mit Schmelzwasser. Da sich die jüngeren Sander in keinem Fall mit einer Rückzugsstaffel verknüpfen ließen, muss das anfallende Wasser aus den Abschmelzprozessen von der Brandenburger Eisrandlage stammen. Die Saarmund-Reicherskreuzer-Staffel nach MARCINEK (1961a) fehlt im Untersuchungsgebiet. Die Flächen der drei Sander wurden durch ausschmelzendes Toteis des Weichselmaximalvorstoßes zum Teil intensiv gestört. Der Luckenwalder Sander bildet auch hier eine Ausnahme.

4.3 Zur Entwicklung der Urstromtalungen im Jungmoränenland südlich von Berlin

4.3.1 Das Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Luckenwalde

Arbeiten zur Entwicklung der Schmelzwasserabflussbahnen stützen sich in erster Linie auf morphologische Untersuchungsmethoden. Ein Problem der Forschungsarbeiten besteht darin, dass die heutige Oberfläche der Urstromtalungen großflächig von den jüngsten Schmelzwasserdurchflüssen geprägt wurde. Es lässt sich relativ gut das Trockenfallen eines Abflussweges dokumentieren, aber nur schlecht seine Inbetriebnahme.

Das Baruther Urstromtal ist das älteste und südlichste der weichselzeitlichen Urstromtäler. Als „äußerste Umfließungsrinne der Weichseleiszeit“ (LEMBKE 1936, S. 141) wurde es im Arbeitsgebiet dem Nordrand des Lausitzer Grenzwalles und des Fläming aufgeprägt. Dieses bedingt seine relativ hohe Lage im Vergleich mit dem Berliner und dem Eberswalder Urstromtal. Des weiteren standen bei keinem anderen Urstromtal die Schmelzwässer in so engem Kontakt mit dem Eisrand. Über weite Strecken fehlt dem Tal die Nordbegrenzung.

Für die Rekonstruktion der Entwicklung des Baruther Urstromtales ist es zunächst notwendig, die Höhenverhältnisse innerhalb des Tales zu klären.

4.3.2 Die Höhenverhältnisse im Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Luckenwalde

Zwischen Lübben und Baruth existieren im Urstromtal Abflussflächen von 50 – 63 m ü. NN, zwischen Baruth und Luckenwalde von 45 – 75 m ü. NN. Auffällig ist, dass zwischen **allen** unterschiedlich hohen Terrassenflächen keine deutlichen

Terrassenkanten existieren. Lediglich bei Paplitz, im Stromschatten der Baruther Pforte gelegen, haben sich deutliche Stufen erhalten. Das Profil in Abb. 25 täuscht durch die starke Überhöhung Stufen vor. Sie sind im Gelände jedoch nicht sichtbar. Das Niveau des Urstromtales steigt von Nord nach Süd gleich einer allmählich steiler werdenden Rampe zum Fläming hin an.

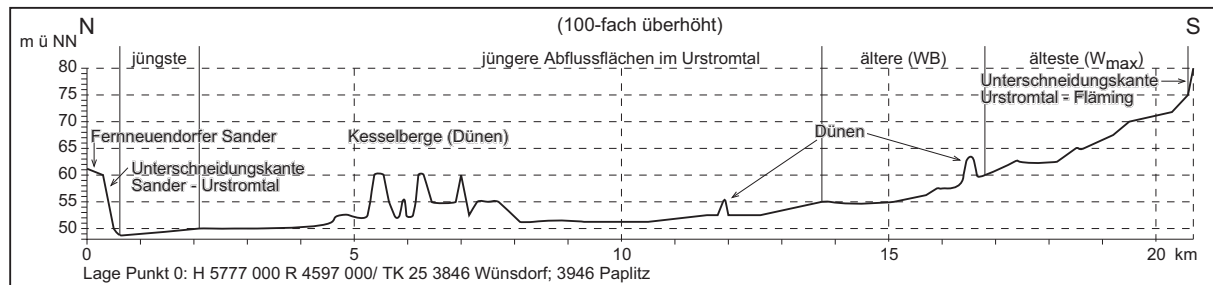


Abb. 25: Profil durch das Baruther Urstromtal vom Fernneuendorfer Sander bis zum Fläming

Innerhalb des Baruther Urstromtales ist es deshalb nicht möglich, die unterschiedlich alten Terrassenflächen verschiedenen Abflussphasen zuzuordnen. Aus diesem Grunde werden die Terrassen im Urstromtal in Beziehung zu den Sandern der Brandenburger Eisrandlage bzw. zu den jüngeren Schlauchsandern gesetzt.

4.3.2.1 Die höheren Abflussflächen im Baruther Urstromtal

Die höheren Abflussflächen im Baruther Urstromtal liegen im Niveau der Sander der Brandenburger Eisrandlage bzw. höher als diese.

Der Luckenwalder Sander grenzt mit 55 m ü. NN an das Urstromtal. Die Stufe des Fernneuendorfer Sanders setzt bei 60 m ü. NN ein. Die Höhe des Baruther Sanders beträgt unmittelbar am Nordrand des Urstromtales maximal 62,5 m ü. NN. Der Brandsander fällt 1,5 km östlich der Siedlung Brand bereits bei 65 m ü. NN zum Urstromtal ab. Da in diesem Bereich der Sander kräftig unterschritten wurde, ist der Wert wahrscheinlich zu hoch angesetzt. Etwa 62,5 bis 63 m ü. NN werden außerhalb der starken Unterschneidung erreicht (siehe beiliegende Karten nach S. 65).

Zwischen Baruth und Luckenwalde existieren im Urstromtal Terrassen bis 75 m ü. NN (Abb. 25). Sie liegen oberhalb des 60 m-Niveaus, welches der Fernneuendorfer Sander am Nordrand des Tales für die Brandenburger Eisrandlage anzeigt. Die erhaltenen Flächen im 75 m-Niveau sind bis auf die Ausnahme südlich des Schulischen Berges (Abb. 16, S. 50) nicht groß. Die Abflussflächen, die zwischen 75

und 60 m ü. NN liegen, ziehen sich am Südrand des Urstromtales als zum Teil kilometerbreite Terrassen dahin. Durch die Schwemmkegelbildung (siehe Kap. 4.1.4, S. 48) wurden die Terrassen südlich von Lynow und Stülpe bis zu 10 m aufgehöhht.

Östlich der Baruther Pforte fehlen Terrassen, die diesen Niveaus zugeordnet werden können.

Im Niveau der Sander der Brandenburger Eisrandlage finden sich sowohl westlich als auch östlich der Baruther Pforte ausgedehnte, kilometerbreite Terrassen am Südrand des Urstromtales.

An der Baruther und der Lübbener Pforte fehlen Terrassen im Niveau der älteren Sander. Dort sind nur die tieferen Abflussflächen erhalten.

4.3.2.2 Die tieferen Abflussflächen im Baruther Urstromtal

Zu den tieferen Abflussflächen werden alle Höhenniveaus im Baruther Urstromtal gezählt, die sich mit den stufenlos einmündenden jüngeren Schlauchsandern (siehe Kap. 4.2 ab S. 57) verknüpfen lassen oder die noch tiefer als diese liegen.

Die jüngeren Schlauchsander münden zwischen Lübben und Baruth bei 54–55 m ü. NN in das Baruther Urstromtal ein. Der ausgedehnte Boden des Baruther Urstromtales im 54 m-Niveau östlich von Baruth entspricht damit den tieferen Abflussflächen. Dem Urstromtal fehlt in diesem Abschnitt das Gefälle.

Westlich der Baruther Pforte mündet der Schlauchsander am Faulen Luch (siehe Kap. 4.2.2, S. 59) bei 50 m ü. NN stufenlos in das Urstromtal ein und belegt dort das entsprechende Urstromtalniveau. Die ausgedehnten Urstromtalterrassen im 50 m-Niveau lassen sich gefällefri bis nach Luckenwalde verfolgen, wo die Situation unübersichtlich wird (siehe Abb. 26, S. 73). Der Riegel der Luckenwalder Platte (Frankenfelder Berg/Weinberge) teilt das Baruther Urstromtal in die südlich der Stadt gelegene Kolzenburger Enge und die nördliche Frankenfelder Pforte, die bereits im Rückland der Brandenburger Eisrandlage liegt. Das Niveau der südlichen Kolzenburger Enge liegt mit minimal 55 m ü. NN deutlich über dem der Frankenfelder Pforte (50 m ü. NN).

Westlich von Luckenwalde dacht sich das Niveau der tieferen Urstromtalterrassen bis auf 47 m ü. NN ab.

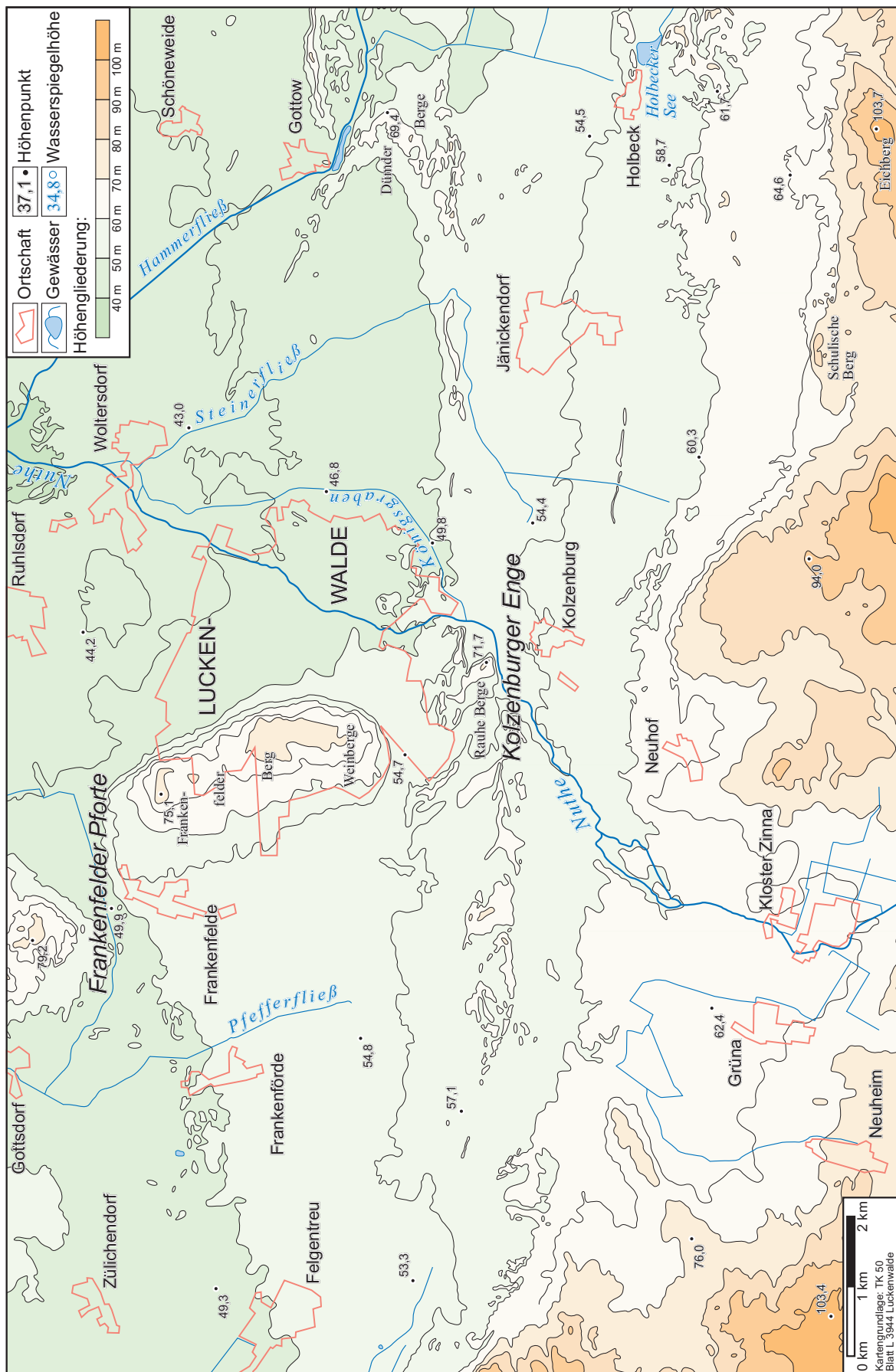


Abb. 26: Die Umgebung von Lückenwalde

Östlich von Luckenwalde befinden sich im nördlichen Baruther Urstromtal Flächen, die unterhalb 50 m ü. NN und damit tiefer als die Frankenfelder Pforte liegen. Diese Terrassen in 45 bis 50 m ü. NN dachen sich nach Norden zu drei Durchlässen ab, die aufgrund ihrer Höhenverhältnisse einen Schmelzwasserdurchbruch aus dem Urstromtal nach Norden ermöglichten.

Der westlichste Schmelzwasserdurchbruch ist die relativ schmale Berkenbrücker Talung nordwestlich von Luckenwalde (Abb. 27, S. 74). Sie setzt nördlich von Luckenwalde bei 44 m ü. NN ein und mündet bei Hennickendorf in die Beelitzer Abflussbahn. Reste des zugehörigen 45 m-Niveaus im Urstromtal finden sich großflächig zwischen Woltersdorf und Ruhlsdorf.

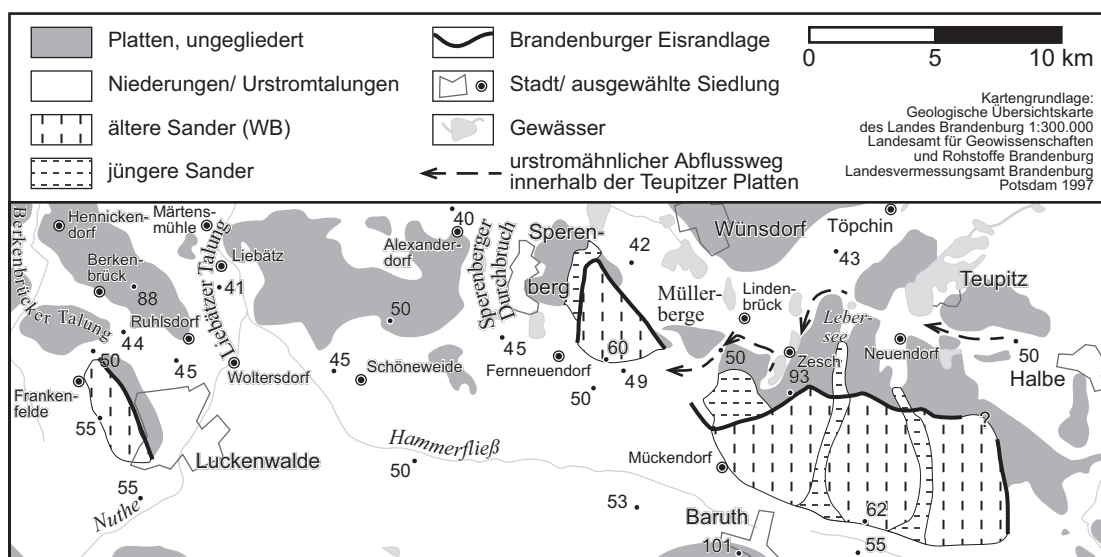


Abb. 27: Schmelzwasserdurchbrüche aus dem Baruther Urstromtal nach Norden zwischen Baruth und Luckenwalde

Deutlich tiefer als die Berkenbrücker Talung liegt der breite Schmelzwasserdurchbruch bei Liebätz, den heute die Nuthe benutzt. Die zugehörigen Abflussflächen im Baruther Urstromtal sind um Schöneweide großflächig ausgebildet. Von 45 m ü. NN um Schöneweide dacht sich das Niveau dieses Abflusses auf 40–42 m ü. NN bei der Einmündung in die Klausdorfer Abflussbahn ab. Der dritte Durchbruch unmittelbar westlich von Spereberg befindet sich etwa im gleichen Höhenniveau wie die Liebätzer Talung.

In der nördlich gelegenen Klausdorfer Abflussbahn lassen sich die Durchbrüche mit Terrassen im 40–42 m-Niveau verknüpfen, die oberhalb des Bodens der Talung liegen. Sie sind am Südrand der Klausdorfer Abflussbahn, z.B. westlich von

Alexanderdorf, großflächig verbreitet und finden sich auch außerhalb des Untersuchungsgebietes in der Beelitzer Abflussbahn.

Die nächsten, weiter östlich gelegenen Schmelzwasserdurchbrüche befinden sich westlich und östlich der Müllerberge in 50 m ü. NN (Abb. 27, S. 74). Anders als bei den drei vorangegangenen Durchbrüchen weist aber das Gefälle nach Süden in das Baruther Urstromtal. Dem Urstrom floss von diesen Öffnungen Schmelzwasser zu. Das 50 m-Niveau findet sich weiter östlich auch am Südrand der Töpchiner Talung bei Lindenbrück. Dort belegen höhere Abflussflächen eine Terrassierung der Abflussbahn. Während der Boden der Talung bei Lindenbrück in 43 bis 44 m ü. NN liegt, erreichen die höheren Niveaus am Südrand etwa 50 m ü. NN. Noch weiter östlich finden sich entsprechende Abflussflächen am Innensaum der Zescher Endmoränen. Vor allem um den Großen Zeschsee bilden diese Terrassen auffällig ebene Gebiete. Die Abflussflächen bei Zesch sind in sich deutlich terrassiert und belegen eine Entwicklung der Abflusswege. Die tieferen Niveaus um 50 m ü. NN können nach Osten bis Halbe verlängert werden. Bei genauer Betrachtung der Höhenverhältnisse erkennt man innerhalb der Teupitzer Platten eine von West nach Ost verlaufende Tiefenlinie (siehe Abb. 27, S. 74). Sie setzt bei Halbe ein, ist etwa 1,5 km südlich von Teupitz nachweisbar, zieht in Richtung Lebersee, um dort in die Töpchiner Talung einzumünden.

4.3.2.3 Die Höhenverhältnisse im Baruther Urstromtal um Lübben

Für die endgültige Verlagerung des Schmelzwasserstromes aus dem Urstromtal in die nördlicheren Abflussbahnen besitzt der Abschnitt um Lübben zentrale Bedeutung. In der Umgebung der Stadt sind lediglich die jüngeren und jüngsten Abflussflächen erhalten. Terrassen der Brandenburger Eisrandlage finden sich erst 10 km westlich bzw. südlich der Stadt. Des weiteren liegt die breite Lübbener Pforte mit 50–52 m ü. NN etwas tiefer als die schmalere Neuendorfer Pforte südlich der Treppendorfer Höhe mit 53–54 m ü. NN. Der Boden beider Engstellen liegt damit tiefer als der westlich sich anschließende Urstromtalabschnitt. Es existiert ein gegenläufiges Gefälle.

4.3.3 Die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Lübben und Luckenwalde

Da sowohl die höheren als auch die tieferen Abflussflächen im Baruther Urstromtal zweigeteilt sind, lassen sich insgesamt vier verschiedene Terrassenniveaus ausgliedern. Sie werden vier aufeinander folgenden Abflussphasen zugeordnet. Die höchsten Niveaus, die höher als die Sander der Brandenburger Eisrandlage liegen, werden mit dem Weichselmaximalvorstoß verknüpft. Diese Abflussphase wird als Ältester Baruther Urstrom bezeichnet. Die Terrassen im Niveau der Sander der Brandenburger Eisrandlage werden dem Älteren Baruther Urstrom (nach MARCINEK 1961a) zugeschrieben. Die jüngeren Abflussphasen werden Jüngerer (nach MARCINEK 1961a) bzw. Jüngster Baruther Urstrom genannt.

Alle unterschiedlich alten Abflusswege innerhalb des Urstromtales gehen stufenlos ineinander über. Scharfe Terrassenkanten fehlen. Das kontinuierliche Tieferlegen des Abflussniveaus verbunden mit dem allmählichen Trockenfallen der älteren, höheren Abflussflächen wird als Ursache dafür angesehen. Das Abgleiten des Urstromes vom Nordrand des Fläming unterstützte zwischen Baruth und Luckenwalde diesen Mechanismus.

Periglaziale Prozesse scheiden als Ursache dafür aus. Die Unterschneidungskanten an den älteren Sandern belegen, dass selbst kleinere Stufen bis in die Gegenwart Bestand haben können. Auch die Schwemmkegel der Trockentäler am Nordrand des Fläming können nicht als Erklärung herangezogen werden, da die Terrassenkanten auch dort fehlen, wo es keine Schwemmkegel gibt (z.B. östlich von Baruth).

Gleichzeitig belegen die fehlenden Terrassenkanten eine kontinuierliche Entwicklung des Baruther Urstromtales von der ältesten bis zur jüngsten Abflussphase. Ein zwischenzeitliches Trockenfallen hat es nicht gegeben. Das Baruther Urstromtal war daher in seiner ganzen Länge einmalig in Funktion. Es folgten aber während der einmaligen Betriebszeit mehrere Abflussphasen aufeinander.

4.3.3.1 Der Älteste Baruther Urstrom

Die Abflussflächen des Weichselmaximalvorstoßes dokumentieren bereits den Höhepunkt der weichselzeitlichen Vergletscherung. Aus den dargelegten Höhenverhältnissen kann die Inbetriebnahme des Baruther Urstromtales nicht

rekonstruiert werden. Beim Vorrücken des weichselzeitlichen Gletschers müssen auch nördlich des Urstromtales urstromtalähnliche Abflusswege existiert haben, die dann vom Inlandeis überfahren wurden. Auch dafür fehlen Belege.

Der Älteste Baruther Urstrom floss zwischen Baruth und Luckenwalde unmittelbar am Nordrand des Flämings, da die nördlicheren Bereiche vom Inlandeis blockiert waren. Westlich von Baruth wird aus dem Fehlen entsprechender Abflussflächen auf einen seeartigen Rückstau des Urstromes zu dieser Zeit geschlossen.

Der zunächst in 75 m ü. NN fließende Urstrom verlagerte sich mit dem einsetzenden Rückschmelzen des Eises allmählich nach Norden, da das Eis tieferes Gebiet freigab. Gleichzeitig schnitt er sich bis auf 60 m ü. NN ein.

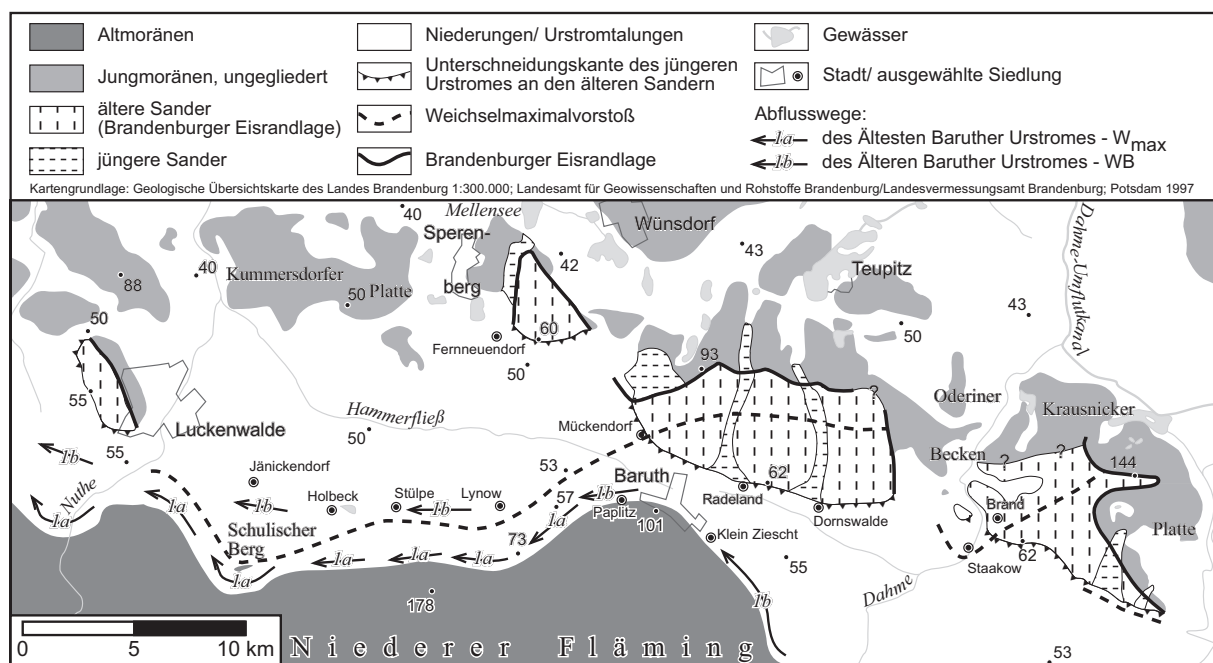


Abb. 28: Abflusswege des Ältesten und Älteren Baruther Urstromes im Baruther Urstromtal zwischen Baruth und Luckenwalde

4.3.3.2 Der Ältere Baruther Urstrom

Die Zeit des Älteren Baruther Urstromes bildet die zweite Hauptabflussphase innerhalb des Baruther Urstromtales während der Brandenburger Eisrandlage (siehe Abb. 28, S. 77). Das allmähliche Abfallen der Höhen der Sanderflächen am Nordrand des Urstromtales von Ost nach West belegt das Gefälle des Urstromes zu dieser Zeit.

Da alle tieferen Sanderniveaus, die mit einer deutlichen Stufe an das Urstromtal

grenzen, ebenfalls zur Brandenburger Eisrandlage gehören (siehe Kap. 4.2.3, S. 61), werden die entsprechenden Abflussniveaus im Baruther Urstromtal auch der Eisrandlage zugeordnet. Demnach muss das Niveau des Urstromtales zur Zeit der Brandenburger Eisrandlage mit mehreren Höhenangaben wiedergegeben werden. Östlich von Baruth liegt es etwa bei 63 bis 56 m ü. NN, westlich davon bei 60 bis 55 m ü. NN. Südlich von Luckenwalde passierte der Ältere Baruther Urstrom die Kolzenburger Enge minimal bei 55 m ü. NN. Westlich von Luckenwalde dacht sich das Niveau auf unter 55 m ü. NN ab. Diese Angaben belegen, dass sich das Urstromtal auch während der Brandenburger Eisrandlage weiterentwickelte und seinen Boden tieferlegte.

4.3.3.3 Der Jüngere Baruther Urstrom

Auch nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage war das Baruther Urstromtal aktiv. Von den jüngeren Schlauchsandern floss dem Tal weiterhin Schmelzwasser zu. Da die Schlauchsander nach Norden in die Luft ausstreichen, entwässerte der Jüngere Baruther Urstrom innerhalb des Arbeitsgebietes keine Eisrandlage.

Das Niveau des Jüngeren Urstromtales beträgt östlich von Baruth etwa 55–54 m ü. NN, westlich der Stadt dacht es sich bis auf 50 m ü. NN ab (Abb. 30, S. 81).

Der Jüngere Urstrom durchbrach bereits die Brandenburger Eisrandlage. Er passierte die Engstelle um Luckenwalde nicht mehr südlich, sondern nördlich der Stadt durch die Frankenfelder Pforte (siehe Abb. 29, S. 79). Die Kolzenburger Enge fiel damit im Niveau von 55 m ü. NN trocken. Sie gehört damit zu den höheren, älteren Terrassen. Das untere Urstromtalniveau ist südlich von Luckenwalde nicht vorhanden.

Die Aufhöhung der Kolzenburger Enge durch eine Schwemmkegelakkumulation der Nuthe (nach MARCINEK 1961a) kann aufgrund folgender Fakten ausgeschlossen werden:

- Östlich und südlich von Luckenwalde ist bis an die Nuthe die sanft zum Fläming hin ansteigende Urstromtalfläche ausgebildet, wie man sie weiter östlich ebenfalls vorfindet.
- Altläufe der Nuthe können südlich von Luckenwalde nur in unmittelbarer Nähe des heutigen Flusslaufes nachgewiesen werden.

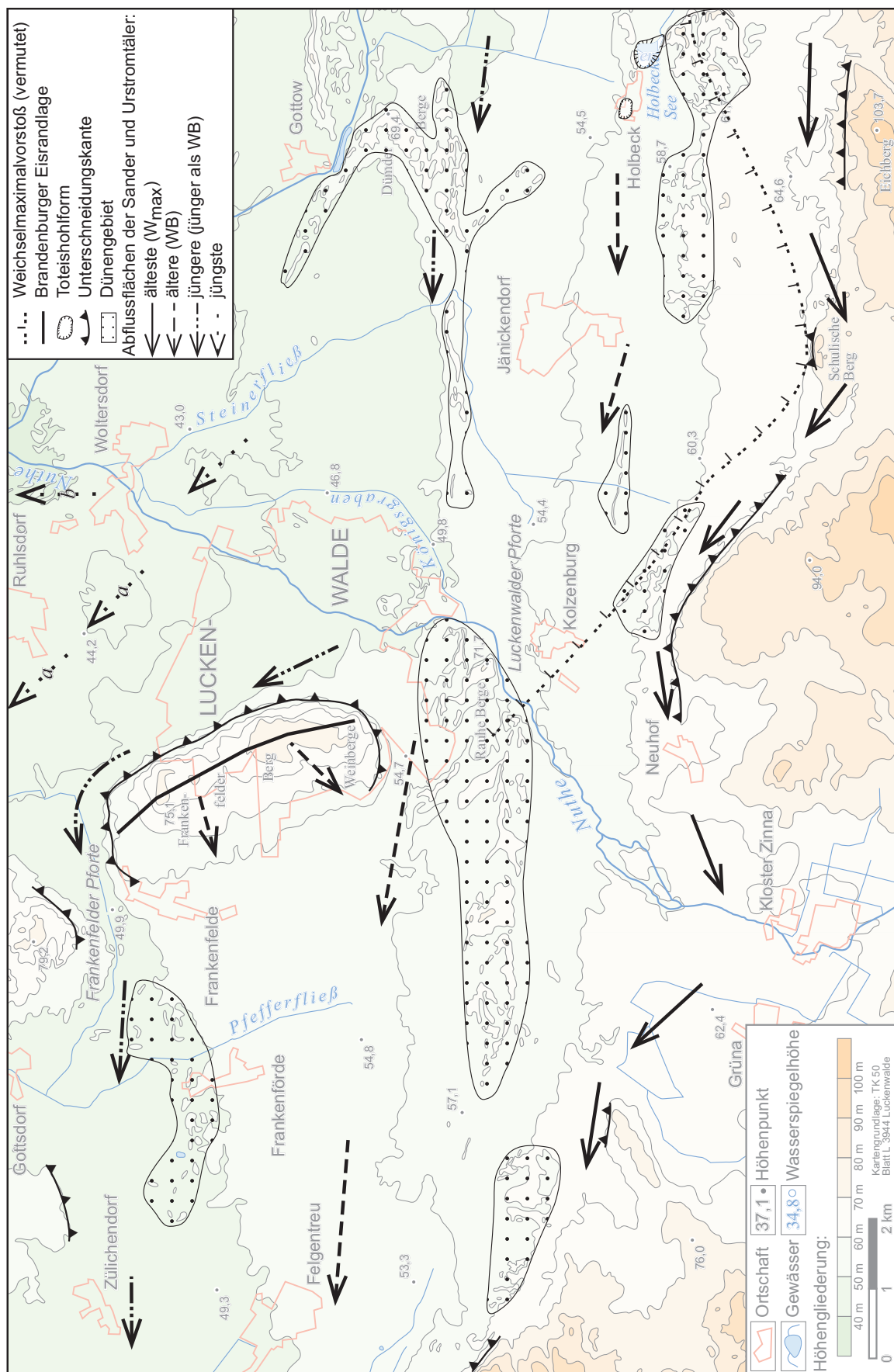


Abb. 29: Morphologische Karte der Umgebung von Lückenwalde

Folgendes Modell wird für die Entwicklung des Baruther Urstromtales um Luckenwalde als wahrscheinlich angesehen:

Zur Zeit des Maximalvorstoßes und der Brandenburger Eisrandlage lag das Inlandeis an der Luckenwalder Platte. Die Schmelzwässer mussten sich einen Weg südlich von Luckenwalde suchen. Diese älteren Abflüsse entwässerten in einem Niveau von 65–55 m ü. NN (siehe Abb. 29, S. 79). Als das zurückschmelzende Eis den Kontakt zur Luckenwalder Platte verlor, gab es die tiefer gelegene Frankenfelder Pforte frei, die die Schmelzwässer des Urstromes anzog. Die höhere Urstromtalfläche südlich und südwestlich der Stadt fiel dadurch trocken. Das Schmelzwasser floss noch längere Zeit durch die Frankenfelder Pforte nördlich der Weinberge und schnitt den Durchbruch bis auf das 50 m-Niveau des Jüngeren Urstromes ein. Mit dem weiteren Zurückweichen des Eises wurden weiter nördlich noch tiefere, jüngste Abflusswege frei, die die Aufgabe des Urstromtals ankündigten. Es ist folgerichtig, dass die Nuthe, dem stärksten Gefälle folgend, sehr schnell ihren Weg östlich an der Luckenwalder Platte vorbei nahm. Aufgrund des relativ ausgeglichenen Gefälles kam es nicht zur Herausbildung eines morphologisch erkennbaren Schwemmkegels.

4.3.3.4 Der Jüngste Baruther Urstrom

Alle Abflussflächen, von denen die Schmelzwässer aufgrund ihrer Höhenlage nicht mehr über die Frankenfelder Pforte abfließen konnten, werden dem Jüngsten Baruther Urstrom zugerechnet.

Mit dem Niederschmelzen des Inlandeises wurde das tief gelegene Rückland der Brandenburger Eisrandlage eisfrei und zog die Schmelzwässer an. Der Baruther Urstrom verließ das Urstromtal innerhalb des Arbeitsgebietes über drei Durchbrüche nach Norden, die Berkenbrücker, die Liebätzer und die Sperenberger Abflussbahn (Abb. 30, S. 81). Sie waren nacheinander von West nach Ost in Funktion.

Aufgrund der geringen Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Durchbrüchen nach Norden wird die Existenz von mehr oder minder beständigen Bifurkationen während der Verlagerung des Urstromes als wahrscheinlich angesehen. Die Übergänge zwischen den einzelnen Phasen waren fließend.

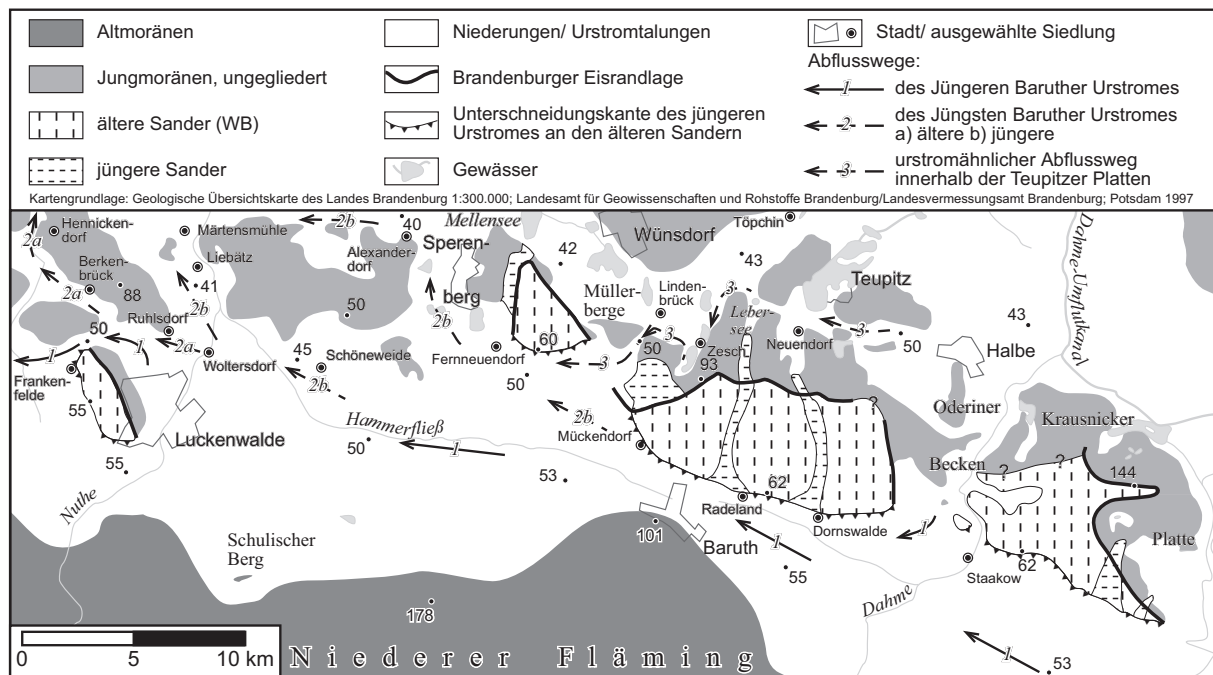


Abb. 30: Abflusswege des Jüngeren und Jüngsten Baruther Urstromes zwischen Lübben und Luckenwalde

Innerhalb der Teupitzer Platten gab gleichzeitig eine Tiefenzone den Weg frei für den ersten urstromähnlichen Abfluss, der das lokal anfallende Schmelzwasser nicht mehr zentrifugal, sondern parallel zum Eisrand abführte (siehe Abb. 30). Zahlreiche Kuppen und geschlossene Hohlformen innerhalb des Abflussweges belegen, dass sich das Wasser noch zwischen und über Eisblöcken seinen Weg bahnen musste. Die in der Toteisaustaulandschaft zwischen Neuendorf und dem Teupitzer See häufig anstehenden Feinsande und Grobschluffe sprechen dort für glazilimnische Verhältnisse. An den Müllerbergen mündete dieser Abfluss in das Urstromtal ein.

4.3.3.5 Die Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse um Lübben – Das Trockenfallen des Baruther Abschnittes

Die Höhenverhältnisse um Lübben lassen sich nur mit einem weichselzeitlichen Eisvorstoß bis an die Treppendorfer Höhe erklären. Die Lübbener und Neuendorfer Pforte zusammen bilden keine Engstelle innerhalb des Urstromtales. Mit über 10 km Breite hätte der Urstrom genügend Platz gehabt, um höhere Abflussflächen zu erhalten. Lediglich an Engstellen (z.B. Baruth) wurden alle höheren Niveaus erodiert. Aufgrund der Blockierung der Lübbener Pforte durch das Inlandeis war jedoch nur die schmale Neuendorfer Pforte offen. Die Schmelzwässer aller vier Abflussphasen des Baruther Urstromes flossen durch die Neuendorfer Engstelle in Richtung Baruth

Die tiefe Lage der Lübbener Pforte wurde durch Schmelzwässer erzeugt, die ihren Abfluss in Richtung Unterspreewald hatten. Mit dem Rückschmelzen des Eises öffnete sich die Niederung des Unterspreewaldes und die Schmelzwässer brachen nach Norden durch. Dabei erfolgten die älteren Abflüsse nach Norden sowohl westlich als auch östlich der Treppendorfer Höhe, die nur zu dieser Zeit eine „Insel“ im Urstrom war (Phase 2a). Entsprechende Terrassenniveaus in 52 m ü. NN finden sich sowohl westlich der Höhe als auch östlich davon bei Biebersdorf. Der längere Weg westlich um die Treppendorfer Höhe herum wurde mit dem Tieferlegen des Abflussniveaus aufgegeben, so dass nur noch der östliche Weg in Funktion war.

Legend:

- Hochflächen, unegliedert
- Eisrand während W_{max} und WB bei Lübben (vermutet/ keine konkreten Belege)
- Niederungen/ Urstromtäler
- Gewässer
- Stadt/ ausgewählte Siedlung

Hauptabflussphasen:

- 1a in Richtung Baruth (Baruther Urstrom)
 - a) älteste - keine Abflussflächen vorhanden
 - b) ältere - WB
 - c) jüngere und jüngste
- 2a in Richtung Unterspreewald
 - a) ältere
 - b) jüngere

Kartengrundlage: Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000
LGRB/Landesvermessungsamt Brandenburg; Potsdam 1997

4.3.4 Die Entwicklung der Schmelzwasserabflussbahnen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal

Die Entwicklung der Schmelzwasserabflussbahnen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal beginnt mit dem Jüngsten Baruther Urstrom. Abgesehen von den Durchbrüchen bei Berkenbrück, Liebätz und Sperenberg setzen alle jüngeren Abflusswege im Arbeitsgebiet mit der Niederung des Unterspreewaldes ein.

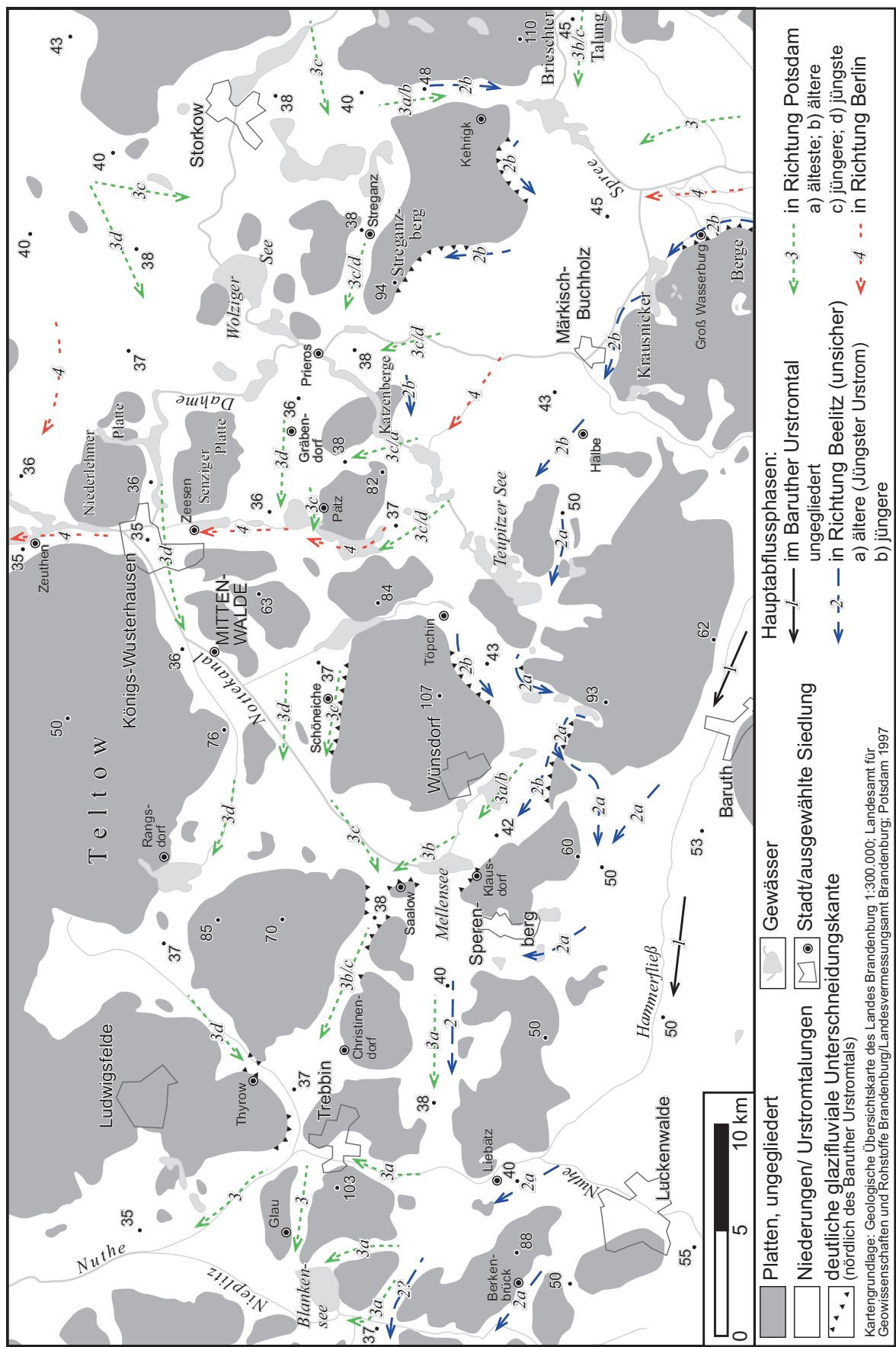


Abb. 32: Die Entwicklung der proglazialen Abflusswege zwischen dem Baruther und Berliner Urstromtal

Die Gliederung der Abflussphasen nördlich des Baruther Urstromtales erfolgt nach den möglichen Abflusszielen, in deren Richtung die Schmelzwässer das Untersuchungsgebiet nach Westen bzw. nach Norden verlassen konnten. Als Abflussziele kamen in Frage:

1. die Beelitzer Abflussbahn (minimal 40–42 m ü. NN)
2. die Trebbin-Potsdamer Abflussbahn (minimal 35 m ü. NN)
3. das Berliner Urstromtal (minimal 35 m ü. NN aber stärkeres Gefälle als 2.)

Nach den Höhenverhältnissen waren die Abflussziele in der aufgeführten Reihenfolge nacheinander aktiv.

4.3.4.2 Die Abflussphase in Richtung Beelitz

Der Beginn dieser Abflussphase wurde bereits im Kapitel 4.3.3.4 besprochen (Phase 2a – siehe Abb. 30, S. 81). Am Unterspreewald sind die höchsten Terrassen an den Krausnicker Bergen erhalten. Südlich von Groß Wasserburg zieht sich eine zum Teil überdünnte Terrasse zwischen 47 und 50 m ü. NN dahin. Sie wurde bereits von LEMBKE (1936) erwähnt. Entsprechende Flächen finden sich auch südlich von Biebersdorf in 52 m ü. NN (Abb. 31, S. 82).

Da aus dem Norden die Kehrigker Talung im Niveau von maximal 48 m ü. NN in die Niederung des Unterspreewaldes einmündet (Abb. 32, S. 83), floss von dort Schmelzwasser zu. In der Brieschter Talung lassen sich keine höheren Terrassenflächen nachweisen, die einen Abfluss zu dieser Zeit belegen.

In der Talsandfläche von Märkisch Buchholz finden sich Terrassenreste südlich der Katzenberge, südöstlich des Streganzer Berges und um Halbe in Höhen von 43 bis 45 m ü. NN. Sie werden mit den Terrassen an den Krausnicker Bergen verknüpft. Nach Westen schließt sich die 43–44 m ü. NN gelegene Töpchiner Talung an. Sie leitet über zur Klausdorfer Abflussbahn. Während dieser Abflussphase (Phase 2b) wurden in der Klausdorfer Abflussbahn weiterhin die älteren Terrassen zwischen 40 und 42 m ü. NN gebildet.

Der Autor weist an dieser Stelle auf Probleme bei der bisherigen Interpretation der Beelitzer Abflussbahn hin. Der Boden des Abflussweges hat von Blankensee (35 m ü. NN) bis zu seiner Einmündung in das Urstromtal bei Brück (42 m ü. NN) ein

gegenläufiges Gefälle von 7 m. Lediglich höhere, gefällefreie Terrassen, die südlich von Beelitz und zwischen Schäpe und Alt Bork ausgebildet sind (40–42 m ü. NN), stimmen in ihrer Höhe weitgehend mit dem Niveau des Urstromtales bei Brück überein. Sie können die Existenz des von LEMBKE (1936) erstmals beschriebenen Abflussweges vom Unterspreewald nach Beelitz belegen. Der Boden der Talung ist jedoch jünger und wurde nicht von Schmelzwässern gebildet, die in Richtung Brück abfließen.

4.3.4.3 Die Abflussphase in Richtung Potsdam

Die unteren Niveaus der Klausdorfer Abflussbahn liegen mit 37–40 m ü. NN tiefer als der Brücker Abschnitt des Baruther Urstromtales. Ein gleichsinniges Gefälle ergibt sich über Durchlässe am Blankensee und über die Kliestower Talung nach Norden in Richtung Potsdam (Phase 3a, siehe Abb. 32, S. 83). Das Niveau der Durchlässe spricht, ähnlich dem Jüngsten Baruther Urstrom, für eine Verlagerung der in Betrieb befindlichen Durchbrüche von West nach Ost. Die Kliestower Talung – etwa 37 m ü. NN gelegen – war länger in Betrieb als der 40 m ü. NN hohe Durchbruch am Blankensee.

Die von BERENDT (1880) erstmals erwähnte Saalow-Christinendorfer Abflussbahn liegt mit 37–35 m ü. NN tiefer als die Klausdorfer Abflussbahn. Der Boden der Töpchiner Talung südlich von Wünsdorf lässt sich bis nach Saalow verfolgen. Der erste Zufluss zur Saalow-Christinendorfer Abflussbahn erfolgte demnach über die Töpchiner Talung (Phase 3b).

Tiefer als die Töpchiner Talung am Teupitzer See (43–44 m ü. NN) liegen die Durchlässe im Norden der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz (siehe Abb. 32, S. 83). An allen drei Pforten sind Terrassen im Niveau von 40 m ü. NN erhalten. Die von LEMBKE (1936) beschriebenen Terrassenflächen von Schöneiche wahren die Kontinuität des Gefälles bis Saalow, da in der intensiv durch ausschmelzendes Toteis gestörten Zossener Niederung keine Abflussflächen nachweisbar sind. In der Phase 3c verließ der Urstrom die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz über die drei nördlich gelegenen Durchlässe. Sie waren gleichzeitig aktiv.

Die ausgedehnten Abflussflächen im 40 m-Niveau im Norden der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz lassen sich nach Südosten bis zum Unterspreewald verfolgen,

wo sie in einem Niveau von 45 m ü. NN liegen. Dort belegen sowohl die Kehrigker Talung mit tieferen Niveaus in 45 m ü. NN als auch die im gleichen Niveau liegende Brieschter Talung Zuflüsse von Schmelzwasser aus Nord und Ost. Sie werden der Phase 3b zugeordnet.

Die Kehrigker Talung streicht nach Norden in die Luft aus. Die nördlich gelegenen Abflussbahnen liegen mit Höhen von 38–40 m ü. NN deutlich tiefer (siehe Abb. 32, S. 83). Sie dachen sich außerdem nach Westen ab. Weiterhin werden südöstlich von Storkow die Höhenverhältnisse durch Dünen stark verwischt. Nördlich von Storkow steigt das Niveau der Talsandfläche nach Norden an.

Nach dem Trockenfallen der Kehrigker Talung entstand die Streganzer Talung. Ein Zufluss aus Richtung Osten, aus dem Scharmützelseegebiet, und aus dem Norden vom Berliner Urstromtal ist möglich. Damit deutet sich in dieser Phase (Phase 3c) die Existenz des Berliner Urstromtales an. Die höheren Terrassen des Berliner Urstromtales bei Fürstenwalde liegen in einem vergleichbaren Niveau mit den Abflussflächen um Storkow. Es scheint, dass der Abfluss zur Zeit des Oberen Berliner Urstromtales zumindest teilweise, vielleicht sogar vollständig, südlich um Berlin herumführte.

Bisher nicht in der Literatur beschrieben, obwohl auf dem Kartenbild sehr deutlich zu erkennen, sind die Mittenwalder und die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Der Boden der Mittenwalder Talung in 36–37 m ü. NN lässt sich nach Osten bis in das Berliner Urstromtal verfolgen. In westlicher Richtung wird er mit der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn verbunden, da er tiefer liegt als der Beginn der Saalow-Christinendorfer Abflussbahn bei Saalow. An der Thyrower Pforte mündet die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn in die Saalow-Christinendorfer Talung ein. In den ausgedehnten Talsandgebieten zwischen Königs-Wusterhausen und Prieros gehen die Niveaus der eben genannten Abflussbahnen stufenlos in die Abflusswege über, die sich nach Süden über Prieros (39 m ü. NN) und Märkisch-Buchholz (40–42 m ü. NN) bis zum Unterspreewald (45 m ü. NN) verlängern lassen.

Der Abflussweg über die Mittenwalder Abflussbahn wird der Phase 3d zugerechnet (Abb. 32, S. 83). Er bildet den nördlichen Zweig der jüngsten Abflussphase in Richtung Potsdam. Der südliche Zweig, der zeitgleich in Betrieb war, führte aus dem Unterspreewald über die Talsandflächen von Märkisch Buchholz und Gräbendorf

nach Rangsdorf und Thyrow. Im Norden der Märkisch-Buchholzer Talsandfläche war der Abfluss weiterhin durch alle drei Pforten aktiv.

4.3.4.4 Der Abfluss vom Unterspreewald in Richtung Berlin

Die Abflusswege in Richtung Potsdam und in Richtung Berlin liegen etwa im gleichen Höhengniveau. Dennoch dachen sich die Abflussflächen um Königs-Wusterhausen nach Norden mit 35 m etwas tiefer ab, als diejenigen nach Westen. Der breite Durchbruch östlich der Senziger und der Niederlehmer Platte liegt höher (siehe Abb. 32, S. 83). Weiter nach Süden lassen die tiefsten Abflusswege über die Hinterseepforte bis in die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz verfolgen. Die Böden der Prieroser und der Försterseepforte liegen mit 39 m ü. NN etwas höher als der der Hinterseepforte bei Pätz mit 37 m ü. NN. Über die Klein Köriser Abflussbahn (BÖTTNER 1999) wird das tiefste glazifluviale Abflussniveau im Gebiet des heutigen Unterspreewaldes gesucht. Die Spree benutzt heute im Unterspreewald das tiefste Niveau innerhalb der Talsandniederung.

Der finale Schmelzwasserabfluss im Arbeitsgebiet (Phase 4, S. 83) verlief vom heutigen Unterspreewald über die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz (Klein Köriser Abflussbahn), die Hinterseepforte und die Zeesen-Zeuthener Abflussbahn in das Berliner Urstromtal.

Durch welche Mechanismen das Baruther Urstromtal endgültig trockenfiel und sich der gesamte Schmelzwasserabfluss in das Berliner Urstromtal verlagerte, kann innerhalb des Arbeitsgebietes nicht geklärt werden. Es bleibt das Problem, dass die jüngsten Abflusswege aus Richtung Unterspreewald gleichsohlig in das untere Niveau des Berliner Urstromtales einmünden. Beide Talböden müssen daher als weitgehend gleichaltrig aufgefasst werden. Die Herkunft der Schmelzwässer, die den jüngsten Abfluss vom Unterspreewald in Richtung Berlin bildeten, bleibt spekulativ. Die Lösung für des Problems ist nach Meinung des Autors in den Urstromtalungen jenseits der Neiße in Polen zu suchen.

4.3.4.5 Gemeinsamkeiten der Abflussbahnen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal

Wie beim Baruther Urstromtal beschrieben, grenzen auch hier die unterschiedlich hoch gelegenen Terrassen nicht mit ausgeprägten Stufen aneinander. Es wird davon

ausgegangen, dass zunächst die Abflussbahnen in ihrer vollständigen Breite durchflossen wurden. Mit fortschreitendem Einschneiden der Schmelzwasserströme flossen diese zunehmend gebündelter ab und ließen allmählich große Flächen trocken fallen. Dieser Mechanismus wird innerhalb aller terrassierten Abflussbahnen als gültig angesehen. Das Fehlen scharfer Terrassenkanten innerhalb der Urstromtalungen bedeutet aber nicht das Fehlen von Unterschneidungskanten zu benachbarten Platten. Diese sind sehr wohl vorhanden, wenn auch nicht zahlreich.

Der Übergang von den Platten in die Abflussbahnen ist meistens sanft ausgebildet. Kräftige Unterschneidungen, wie z.B. an den Streganzer Bergen, finden sich selten (siehe Abb. 32, S. 83). Der von BERENDT (1880) verwendete Ausdruck „Auswaschungsthäler“ ist in diesem Sinne nicht zutreffend, da kaum erodiert wurde. Vielmehr müssen die Verhältnisse im Arbeitsgebiet mit denen in Westbrandenburg verglichen werden. WEISSE (zuletzt 1997) deutet die Entstehung des dortigen Mosaiks aus Platten und Talsandniederungen mit der Verschüttung tiefliegender Platten durch die Schmelzwassersande und -kiese. Inselartig ragen heute lediglich die höchsten Bereiche der verschütteten Glaziallandschaft hervor.

Die Niveaudifferenzen zwischen benachbarten Abflusswegen betragen zum Teil weniger als einen Meter. Die Existenz von Bifurkationen muss daher angenommen werden. Die Übergänge zwischen den einzelnen Abflussphasen waren fließend.

Die schnelle Verlagerung des Schmelzwasserabflusses aus dem Urstromtal nach Norden bedingt einen intensiven Kontakt der Schmelzwässer zu noch vorhandenen Resten stagnierenden Inlandeises. Das ermöglichte die Verschüttung der Eisblöcke und ihre Konservierung als Toteis. Die Talsandgebiete begünstigten daher die Entstehung der Seen. Es ist sehr auffällig, dass fast alle natürlichen Seen im Arbeitsgebiet vollständig oder teilweise innerhalb von Urstromtalungen liegen. Seen innerhalb von Platten, wie die Heideseen an den Krausnicker Bergen, bilden eher die Ausnahme und sind ebenfalls an die Verschüttung von Eisblöcken gebunden.

4.3.5 Der Aufschluss im Baruther Urstromtal entlang der Erdgastrasse

Der Bau der Erdgastrasse (Abb. 11, S. 44) ermöglichte einen kilometerlangen Einblick in die Sedimente des Urstromtales.

Während nördlich von Klein Ziescht, im Bereich der jüngeren Abflusswege, das

Urstromtal großflächig, aber geringmächtig vermoorte, stehen am Südrand des Tales die Talsande an der Erdoberfläche an. Auf diesen bildete sich meist ein Gley.

Auffälligstes Merkmal des gesamten Profiles war der homogene Aufbau der Urstromtalsande. Sie lagen meist als Mittel- bis Grobsand, am Südrand aber auch gröber vor. Dort fanden sich vereinzelt Mittel- bis Grobkiese.

Während der Unterquerung des Buschgrabens (H 5769 325 R 5399 175) wurde die Trasse bis zu 6 m tief ausgehoben. An der Sohle kam neben dem feinen auch sehr grobes, zum Teil grobkiesiges Material zum Vorschein. Die homogene Lagerung der hangenden Urstromtalsedimente darf nicht auf die liegenden übertragen werden. Auch der Großaufschluss der Erdgastrasse schnitt die jeweils hangenden und damit jüngsten Abschnitte der Urstromtalsedimente an. Die feinen, oberen Talsande werden während der jüngsten Abflüsse abgelagert. Auf dem Höhepunkt der Entwicklung konnte durch den Urstrom grobes bis sehr grobes Material bewegt werden. Dieses findet sich aber nicht an der Erdoberfläche.



Abb. 33: Parallelgeschichtete Sande im Urstromtal nördlich von Klein Ziescht

Die Urstromtalsande lagerten im Aufschluss meist in Parallelschichtung, seltener in Kleinrippelschichtung. An der Unterquerung der Eisenbahnstrecke Berlin – Dresden (H 5768 100 R 5399 275) konnte die Schüttungsrichtung der Talsande an solchen Rippeln mit SE – NW bestimmt werden.

Im gesamten Profil finden sich häufig Periglazialerscheinungen, vor allem Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen.

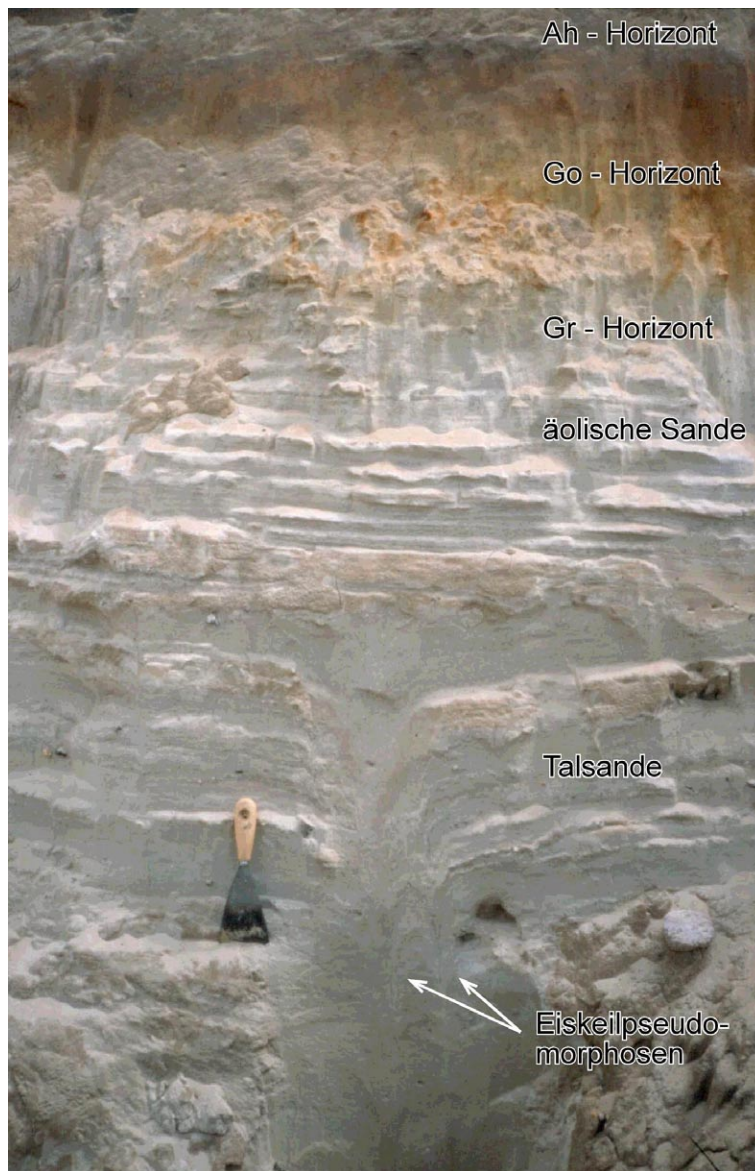


Abb. 34: Eiskeilpseudomorphosen im Baruther Urstromtal

Abb. 34 stammt von der Unterführung der Strecke Berlin – Dresden. Die Pseudomorphosen enden etwa 1 m unterhalb der Erdoberfläche. Die darüber befindlichen Sande lagern ungestört und sind jünger als die Eiskeile. Die Horizontalschichtung in den hangenden Sanden spricht für eine äolische Akkumulation derselben. Diese Sande ließen sich innerhalb des gesamten Aufschlusses im Urstromtal nachweisen. Die Oberfläche des Urstromtales wurde demnach flächendeckend periglazial umgeformt. Von Bedeutung ist dieser Fakt bei der Rekonstruktion der Höhenverhältnisse in allen Urstromtalungen.

Die auf dem Foto in Abb. 33 (S. 89) scheinbar ungestörten Sande sind im Detail deutlich kryoturbat gestört (Abb. 35). Eine Feinschichtung ist nicht mehr zu erkennen.



Abb. 35: Kryoturbat gestörte Grobschluffschicht in den Urstromtalsanden nördlich von Klein Ziescht



Abb. 36: Mit periglazial-fluvialen Sanden und Kiesen überschüttete Urstromtalsande bei Radeland

Am Übergang vom Baruther Urstromtal zum Sander bei Radeland konnte eine geringmächtige Überschüttung (1–2 m) der Urstromtalsande mit grobem Material festgestellt werden (Abb. 36). Bei den Sedimenten handelt es sich um periglaziale Schwemmkegelbildungen, die vom Radeländer Schlauchsander aus geschüttet wurden (siehe auch Kap. 4.2.3 ab S. 61). Nach seinem Trockenfallen war der jüngere Schlauchsander ein periglaziales Tal. Die heutige Vegetationsgrenze Kiefernwald – Feuchtwiese bei Radeland zeichnet nicht die Grenze Sander – Urstromtal nach, sondern die Grenze Schwemmkegel – Urstromtal.

4.3.5.1 Der Kontakt Baruther Urstromtal – Fläming bei Klein Ziescht

Am Südrand des Urstromtales wurde der Übergang vom Baruther Urstromtal zum Fläming aufgeschlossen. Die Höhe des Aufschlusses, 63 m ü. NN, datiert dessen Entstehungszeit auf den Höhepunkt der Brandenburger Eisrandlage. Abflussflächen der Brandenburger Eisrandlage und des Weichselmaximalvorstoßes oberhalb 60 m ü. NN sind dort jedoch nicht erhalten. Der geologische Kontakt Fläming – Urstromtal befindet sich oberhalb des Urstromtalbodens an einem Hang, der morphologisch bereits dem Fläming zugerechnet werden müsste.

Das Liegende des Aufschlusses bildet ein stark angewitterter Geschiebelehm (Abb. 37, S. 93). Seine Farbe schwankt von hellgrau bis rotbraun. Durch die Stauwasserbeeinflussung wirkt er marmoriert. Im Hangenden des Tills haben sich die solifluidal umgelagerten Reste einer Bodenbildung erhalten. Sie lassen sich durch den deutlichen Gehalt an organischer Substanz gut ausgliedern. Den fossilen Boden überlagert feinschluffiges Material. Erst darüber folgen die mittelsandigen Talsande.

Die Bodenreste sind lediglich an der Grabensohle erhalten. In den hangenden Bereichen wurden sie zerstört, weil Till auf die Bodenreste, die Feinschluffe und die Urstromtalsande gerutscht ist. Die erhaltenen Bodenreste sowie die Feinschluffe wurden dadurch gestört. Eine Schichtung konnte innerhalb des Schluffpaketes nicht nachgewiesen werden (Abb. 38, S. 94). Die Urstromtalsande, meist Mittel- bis Grobsande, lagern nördlich des Kontaktes zum Till in Parallelschichtung. Doch am unmittelbaren Übergang zwischen Fläming und Urstromtal wurden die söhlig lagernden Schichten durch die Rutschungen des Geschiebelehms steil aufgerichtet und vom Till überdeckt.

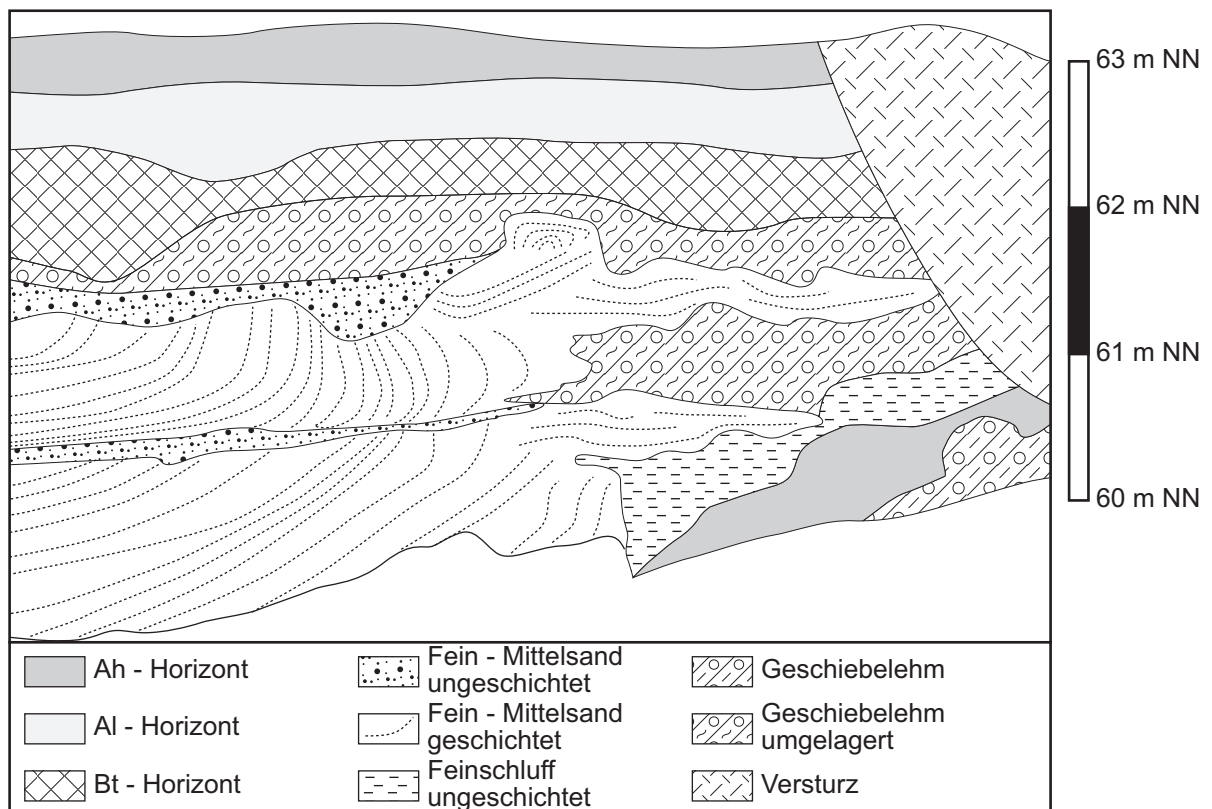


Abb. 37: Der Kontakt Baruther Urstromtal – Fläming bei Klein Ziescht

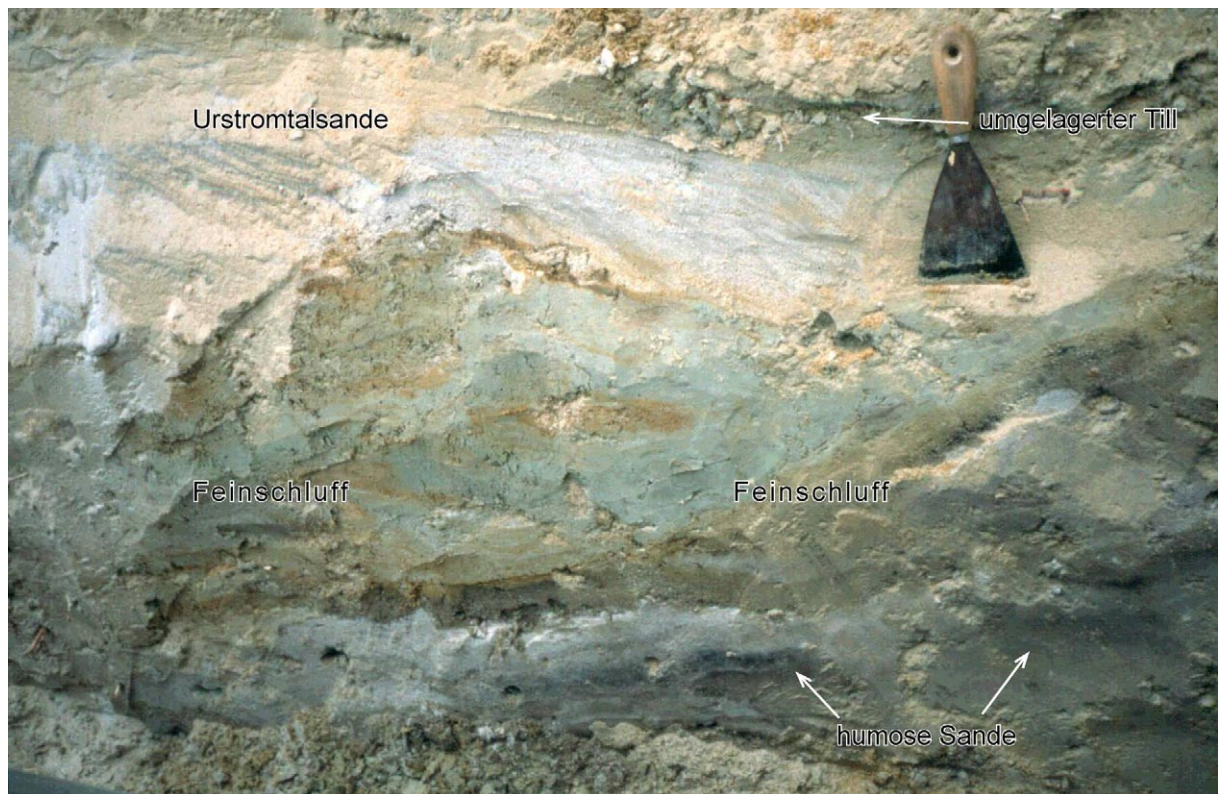


Abb. 38: Detailaufnahme des Kontaktes Baruther Urstromtal – Niederer Fläming

Der Aufschluss belegt die Wiederholung der Rutschung mit fortschreitender Sedimentation im Urstromtal. So verzahnen sich fingerartig Urstromtalsande und umgelagerter Geschiebelehm.

Abgeschlossen wird das Profil von einer teilweise gekappten Parabraunerde, die sich auf dem umgelagerten Geschiebelehm entwickelte. Im Hangenden der an der Oberfläche anstehenden Urstromtalsande bildete sich eine podsolierte Braunerde.

Der Aufschluss liefert wertvolle Hinweise zur Genese des Baruther Urstromtales in diesem Abschnitt:

- Auch wenn geringe Unterschneidungen des Urstromes am Nordrand des Fläming die Rutschungen auslösten, so belegt die Bodenbildung, dass der Urstrom in diesem Abschnitt am Fläming kaum erodierte. Der Anstieg zum Niederen Fläming ist hier keine glazifluviale Unterschneidungskante. Er wurde bereits saalezeitlich angelegt und weichselzeitlich nur periglazial überformt. Diese These wird durch den hohen Windkanteranteil einer dort entnommenen Probe gestützt (Tab. 3, S. 43: Probe Klein Ziescht).

- Die Feinschluffe, die die Bodenbildung überlagern, werden dem Weichselmaximalvorstoß zugeschrieben. Die weitgehende Blockierung des Urstromtales während des Maximalvorstoßes westlich von Baruth bedingt einen seeartigen Rückstau des Urstromes oberhalb des Stadt. Der Rückstau kann an dieser Stelle sedimentologisch belegt werden. Die Umgestaltung des gesamten Baruther Urstromtales und der nördlich angrenzenden Gebiete durch jüngere Schmelzwässer lässt nur am Südrand des Tales den Nachweis dieser Ablagerungen zu.
- Das 63 m-Niveau des Älteren Urstromtales ist in diesem Abschnitt ein Akkumulationsniveau. Das Urstromtal wurde demnach bis auf dieses Niveau aufgeschottert. Erst dann begann die Ausräumung der Sedimente und der Einschnitt auf das Niveau des Jüngeren Urstromes.
- Das organische Material des fossilen Bodens ermöglicht über die ^{14}C -Analyse eine Datierung des Urstromtales. Da der Boden die Schluffe unterlagert, die dem Weichselmaximalvorstoß zugerechnet werden, liefert die Datierung das Höchstalter des Weichselmaximalvorstoßes. Die langen Bildungszeiträume der Humusstoffe in den Böden, sowie die mögliche Beeinflussung durch junge Sickerwässer geben der Datierung nur einen vorläufigen Charakter. Die Probe Kl. Ziescht 4 wurde mit jüngerem Material kontaminiert. Das erhaltene Alter ist zu jung. Der kalibrierte Alterswert für die Probe Kl. Ziescht 6 liegt mit 18875–21410 Jahren vor heute gut im Bereich vergleichbarer Datierungen. Es ist aber auch in dieser Probe eine Kontamination mit jüngerem Material wahrscheinlich.

Tab. 5: Ergebnisse der ^{14}C -Analyse von Bodenmaterial im Liegenden der Talsande im Baruther Urstromtal.

Hv	Probenbez.	Material	Tiefe m	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	^{14}C -Alter Jahre v. h.	kalibriertes Zeitinterv. cal ...
23972	Kl. Ziescht 4	Bodenmaterial	3,50	-	10115 \pm 400	BC 10490–9005
23973	Kl. Ziescht 6	Bodenmaterial	3,50	-	16925 \pm 970	BC 19410–16875

4.3.6 Zusammenfassung der Forschungsergebnisse zur Entwicklung der Urstromtalungen im Jungmoränenland südlich Berlins

Das Baruther Urstromtal entwickelte sich zwischen Lübben und Luckenwalde in vier kontinuierlich aufeinanderfolgenden Abflussphasen, zwischen denen kein Trockenfallen des Urstromtales erfolgte. Aus diesem Grunde wird der von LIEDTKE (1957) geprägte Begriff des mehrmaligen Durchflusses abgelehnt, da er ein zwischenzeitliches Trockenfallen des Urstromtales suggeriert.

Das Baruther Urstromtal war innerhalb des Arbeitsgebietes einmalig, aber mehrphasig in Betrieb.

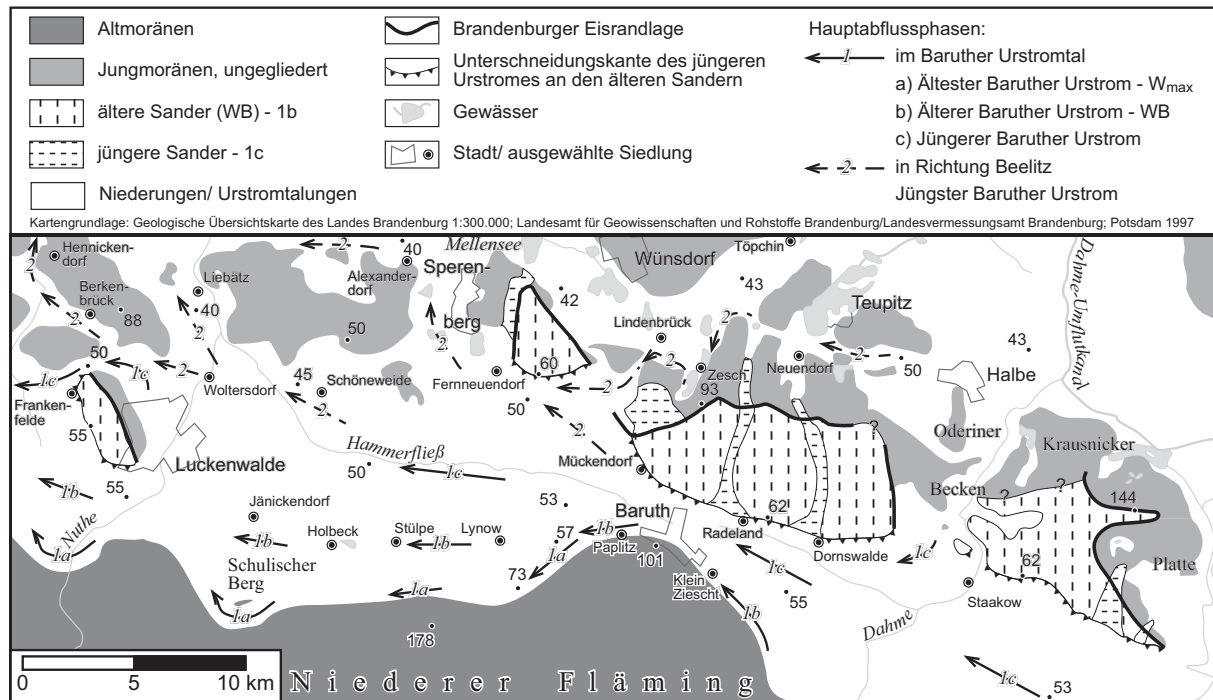


Abb. 39: Die Abflussphasen im Baruther Urstromtal zwischen Lübben und Baruth

Die älteste nachweisbare Abflussphase, der Älteste Baruther Urstrom, wird erstmals beschrieben. Sie entwässerte den Weichselmaximalvorstoß. Die entsprechenden Terrassen sind zwischen Baruth und Luckenwalde am Südrand des Tales in 75 bis 60 m ü. NN Höhe erhalten. Dort wurde durch die Einengung des Tales am Flämingnordrand kräftig erodiert und vorhandene Täler gekappt. Östlich von Baruth existierte zu dieser Zeit eine seenartige Verbreiterung des Urstromes.

Die nächst jüngeren Abflussflächen der Brandenburger Eisrandlage finden sich großflächig am Südrand des Urstromtales. Östlich von Baruth befindet sich das Niveau des Älteren Baruther Urstromes in 63 bis 56 m ü. NN Höhe; westlich der Stadt bei 60 bis etwa 55 m ü. NN.

Die dritte Abflussphase, der Jüngere Baruther Urstrom, entwässerte im Arbeitsgebiet keine eigene Randlage. Er stellt den Abflussweg der Schmelzwässer dar, die beim Rückschmelzen des Inlandeises von der Brandenburger Eisrandlage anfielen. Die Abflussflächen des Jüngeren Urstromes liegen zwischen Lübben und Baruth bei 56 bis 54 m ü. NN Höhe und zwischen Baruth und Luckenwalde bei 55 bis 50 m ü. NN. Der Jüngere Urstrom durchbrach nördlich der Luckenwalder Weinberge

die Brandenburger Eisrandlage und passierte nicht mehr, wie die älteren Abflüsse, die südlich gelegene Kolzenburger Enge.

Die vierte Abflussphase, der Jüngste Baruther Urstrom, kündigte das Trockenfallen des Urstromtales an. Er floss innerhalb des Arbeitsgebietes bereits in nördliche Richtung und benutzte dafür drei vorgezeichnete Durchlässe zwischen Luckenwalde und Baruth im Niveau zwischen 45 und 40 m ü. NN. Nördlich des Baruther Tales bildeten sich zeitgleich die ersten Teilstücke der jüngeren Schmelzwasserabflussbahnen aus.

Um Lübben benutzte der Baruther Urstrom ausschließlich die südlich der Stadt gelegene Neuendorfer Pforte. Die nördlich der Stadt gelegenen Talsandflächen waren zu dieser Zeit mit dem Inlandeis plombiert. Diese Flächen gingen erst mit dem Zurückschmelzen des Eises und der Verlagerung des Abflusses in Richtung Unterspreewald in Funktion.

Südöstlich von Baruth, bei Klein Ziescht, wurde aus den Resten einer Bodenbildung unterhalb der Urstromtalsande organisches Material geborgen. Eine Radiokarbondatierung des Materials ergab ein kalibriertes Alter von 18.875–21.410 (Mittelwert 20.142) Jahren vor heute. Dieses Alter gibt das Höchstalter des Weichselmaximalvorstoßes an. Eine Kontamination der Probe mit jüngerem Material ist allerdings möglich.

Die Entstehung der Schmelzwasserabflussbahnen nördlich des Baruther Urstromtales wurde durch die tiefe Lage des Rücklandes der Brandenburger Eisrandlage vorgegeben. Daher wirkten die Schmelzwässer eher verschüttend als erosiv. Die Entwicklung verlief, vom Unterspreewald ausgehend, über die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz in drei Hauptphasen mit den Abflusszielen Beelitz, Potsdam und Berlin.

Der Abfluss in Richtung Beelitz erreichte über die Töpchiner, Klausdorfer und Beelitzer Abflussbahn bei Brück wieder das Baruther Urstromtal. Um Beelitz bereitet das gegenläufige Gefälle der Urstromtalung Probleme bei der Interpretation.

Besonders während der Abflussphase in Richtung Potsdam verlagerte sich der Abflussweg der Schmelzwässer mehrmals. Während dieser Phase waren nacheinander und zum Teil synchron von Süd nach Nord fast alle Abflusswege

zwischen dem Baruther und Berliner Urstromtal in Funktion. Ab dieser Abflussphase wurde das Berliner Urstromtal östlich Berlins aktiviert. Es war mit dem Baruther Urstromtal bis zum Oberspreewald gleichzeitig aktiv.

Der jüngste glazifluviale Abflussweg verlief vom heutigen Unterspreewald über die Klein Köriser Abflussbahn (nach BÖTTNER 1999), die Hinterseepforte und die Zeesen-Zeuthener Abflussbahn in das Berliner Urstromtal.

Keinem Abflussweg zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal kann eine Eisrandlage oder eine entsprechende Bildung zugeordnet werden. Sie führten lediglich das Schmelzwasser ab, welches beim Rückschmelzen von der Brandenburger Eisrandlage anfiel.

Alle unterschiedlich alten Abflussflächen innerhalb der Urstromtalungen gehen stufenlos ineinander über. Scharfe Terrassenkanten fehlen. Dieses Phänomen wird mit der räumlichen Einengung des Abflusses in den Abflussbahnen bei gleichzeitiger Tieferschaltung des Abflussniveaus erklärt. Die höheren Niveaus fielen allmählich trocken. Im Baruther Urstromtal unterstützte das Abgleiten des Urstromes vom Fläming diesen Effekt.

Nach dem Trockenfallen überprägten periglaziale Prozesse die Urstromtalungen, z.B. durch Kryoturbation und die Bildung von Eiskeilpseudomorphosen. Außer den morphologisch erkennbaren Dünen bildete sich in den Urstromtalungen eine Decke aus äolisch umgelagerten Sanden. Vor den gekappten periglazialen Tälern am Nordrand des Fläming wurden kleinere Schwemmkegel akkumuliert. Die Nuthe bildete jedoch keinen erkennbaren Schwemmkegel aus. Bei dem bisher als Nutheschwemmkegel angesprochenen Gebiet südwestlich von Luckenwalde handelt es sich um das ältere Urstromtalniveau.

4.4 Die Oberflächenformen der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins

4.4.1 Einführung

Neben den Urstromtalungen bestimmen die zahlreichen kleineren und größeren Platten das Erscheinungsbild des Arbeitsgebietes. Sie stellen die exponierten Teile der Glaziallandschaft dar, die durch die Tätigkeit der Schmelzwasserströme großflächig verschüttet bzw. erodiert wurde. Die Größe der Platten schwankt dabei in

weiten Grenzen. Die relativ große Wünsdorfer Platte nimmt eine Fläche von 51 km² ein. Ausgesprochen kleine Platten besitzen hingegen nicht einmal einen Quadratkilometer Fläche. Da lediglich die exponierten Teile der Glaziallandschaft das Verschüttungsniveau der glazifluvialen Abflusswege überragen, entziehen sich die glazialen Formen im Bereich der Urstromtalungen weitgehend der Beobachtung.

Die Platten innerhalb des Arbeitsgebietes werden nach ihren Oberflächenformen zwei Kategorien zugeordnet:

- Platten im Bereich der Brandenburger Eisrandlage. Im Bereich von Toteisaustaulandschaften besitzen sie z.T. zahlreiche geschlossene Hohlformen.
- Platten nördlich der Brandenburger Randlage. Geschlossene Hohlformen bilden die Ausnahme.

4.4.2 Die Platten im Bereich der Brandenburger Eisrandlage

Die Platten im Bereich der Brandenburger Eisrandlage sind stärker gegliedert als die nördlich davon liegenden. Sie besitzen zum Teil zahlreiche geschlossene Hohlformen, die aber ausschließlich glazifluvial über die Verschüttung von Toteisblöcken angelegt wurden. Die Verschüttung erfolgte einerseits südlich der Eisrandlage auf den Sanderflächen (siehe ab S. 59). Andererseits gibt es auch Toteisaustaulandschaften im unmittelbaren Rückland der Brandenburger Eisrandlage. Sie knüpfen sich vor allem an die Hauptgletschertore im Bereich von Glazialen Rinnen an den Krausnicker Bergen und an den Teupitzer Platten. Die kräftige Schüttung des Schmelzwassers und seiner Sedimente begünstigte dort die Erhaltung von Toteis. Morphologisch fallen die durch Toteisaustau geprägten Landschaften als Beckenräume auf, die fingerartig in die Hochflächen hineingreifen. Exemplarisch sind solche Beckenlandschaften im Neuendorfer und im Zescher Becken an den Teupitzer Platten ausgebildet.

4.4.2.1 Das Neuendorfer Becken

Das Neuendorfer Becken greift fingerartig vom Teupitzer See nach Süden in die Hochfläche hinein. Es bildet den südlichsten Teil der Glazialen Teupitzer See-Rinne. Das Gletschertor lag etwa 1,5 km südlich von Neuendorf. Dort trennt eine über 15 m hohe Stufe den verkesselten, tief gelegenen Beckenboden vom weitgehend ebenen Schlauchsander (Höhe: 68,0 m ü. NN).

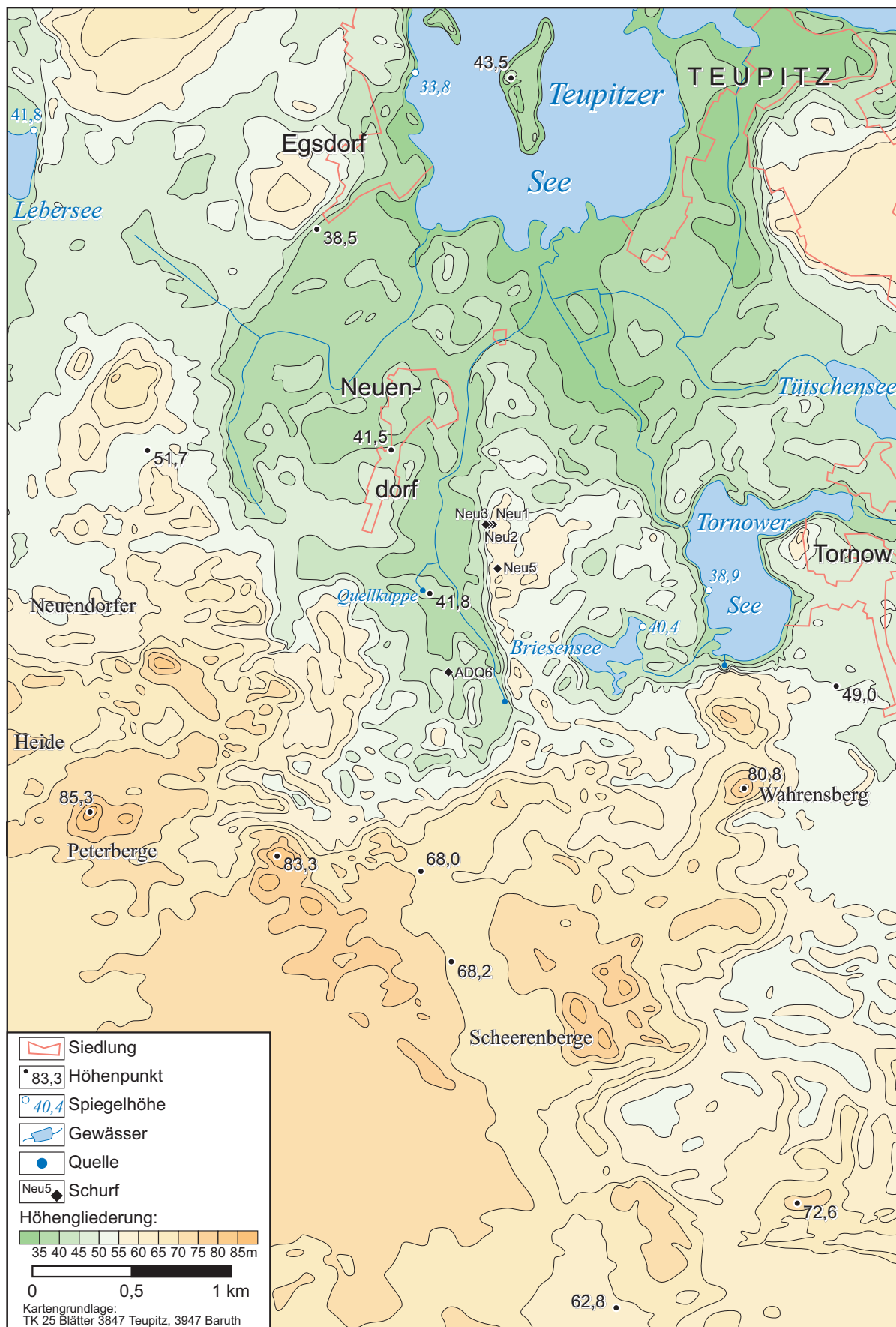


Abb. 40: Das Neuendorfer Becken

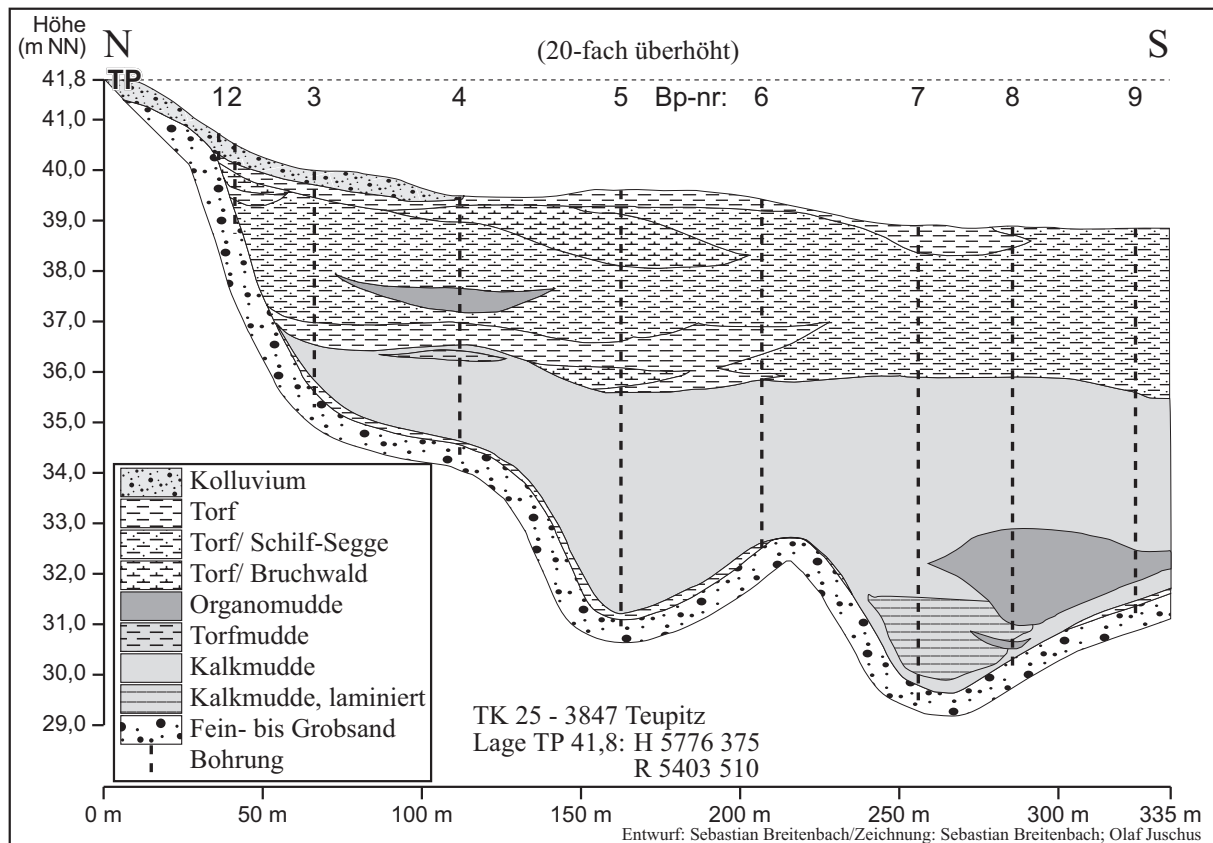


Abb. 41: Profil durch das Niedermoor südlich von Neuendorf

Der Beckenboden besteht aus einem Mosaik tiefgründig vermoorter Hohlformen und unregelmäßig daraus aufragenden mineralischen Inseln. Die limnische und telmatische Füllung der vermoorten Hohlformen erreicht bis zu 9 m Mächtigkeit (Abb. 41).

Den im Untergrund großflächig vorhandenen Mudden kommt dabei die zentrale Bedeutung bei der Genese der außergewöhnlichen Quellkuppe im Neuendorfer Becken zu. Auf der Kuppe am TP 41,8 (siehe Abb. 40, S. 100) tritt 2,8 m über dem heutigen Beckenboden gespanntes Grundwasser aus. Bohrungen im unmittelbaren Umkreis der Quellkuppe wiesen bis in 4 m Tiefe ausschließlich sandige Sedimente nach, die nicht als Wasserstauer wirken. Die einzigen wasserstauenden Ablagerungen in der Umgebung der Quelle sind die Mudden. Sie hindern die unter Spannung stehenden Grundwässer an einem vorzeitigen Austritt im Niveau des Beckenbodens.

Die mineralischen Inseln werden aus glazifluvialen Sedimenten aufgebaut, die durch den Austau des Toteises kräftig gestört wurden. Es bildeten sich Dehnungsstrukturen wie die im Schurf ADQ6 (Abb. 42 und S. 173) nachgewiesenen Abschiebungen.



Abb. 42: Durch Abschiebungen gestörte Sande und Kiese im Schurf ADQ6

Am östlichen Beckenrand, 600 m östlich von Neuendorf, stehen 8–10 m über dem Beckenboden feinkörnige Ablagerungen an, die als glazifluviolimnisch eingestuft werden (Abb. 40, S. 100 Schürfe Neu2 und 3, Profile ab S. 174). Sie bedingen die für den Beckenrand untypische Nutzung als (inzwischen verwilderter) Garten. Auf den benachbarten Arealen stockt trockener Kiefernwald. Die Sedimente werden aus karbonathaltigen Feinsanden und Grobschluffen aufgebaut. Die Feinschichtung wurde teilweise durch synsedimentäre Prozesse zerstört, besonders innerhalb der Grobschluffe. In den Bereichen, wo sie noch erhalten ist, konnte Kleinrippelschichtung nachgewiesen werden, die auf zungenförmige Strömungsrippeln zurückgeführt wird. Sie zeigen eine Wasserbedeckung von 10 bis 20 cm bei mäßig langsam abfließendem Wasser an. Die Schüttungsrichtung wurde mit Nordnordwest bis Nord bestimmt. Sie ist der Entwässerungsrichtung der Glazialen Teupitzer See-Rinne entgegengesetzt, die von Nord nach Süd durchflossen wurde. Damit repräsentieren die glazifluviolimnischen Sedimente die Umkehrung der Entwässerungsrichtung von der glazifluvialen Nord-Südrichtung zur heutigen Süd-Nordrichtung.



Abb. 43: Durch Ab- und Überschiebungen gestörte Strömungsrippeln im Aufschluss Neu2 –
Schüttungsrichtung von rechts nach links

Der Entstehungsraum der glazifluviolimnischen Sedimente muss zur damaligen Zeit die Tiefenlinie innerhalb des Beckens gewesen sein. Die Genese der Ablagerungen 8–10 m über dem heutigen Beckenboden kann deshalb nur mit einer Plombierung des Beckens durch Toteis erklärt werden. Belegt wird diese These durch die in den Schürfen vorgefundenen Abschiebungen, die eine häufige Begleiterscheinung von toteisgestörten Sedimenten sind. Die dargelegten Verhältnisse stimmen gut mit denen im Oderiner Becken überein, die von JUSCHUS (in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997) beschrieben wurden.

4.4.2.2 Das Eisstaubecken von Zesch am See

TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5776 400 R 5399 325

Anders als im Neuendorfer Becken ist der Boden des Zescher Beckens weniger verkesselt, da er von jüngeren proglazialen Schmelzwasserabflüssen geprägt wurde (siehe Kap. 4.3.3.4 ab S. 80). Lediglich in seinem südwestlichen Teil, wo sich das Gletschertor der Zeschsee-Rinne befand, gibt es zahlreiche geschlossene Hohlformen. Dennoch ragt auch dieses Becken als auffällige Tiefenzone fingerartig in die Teupitzer Platten hinein.

Innerhalb des Zescher Beckens stehen kleinräumig feinkörnige Sedimente an. Sie sind in einer kleinen Lehmgrube 400 m südöstlich des Zescher Dorfplatzes am Innensaum der Endmoränen aufgeschlossen (Abb. 44). Während die Bearbeiter der Geologischen Karte (Blatt 3847 Teupitz) das Areal der Grube als kleine Grundmoränenfläche kartierten, wurde es von NITZ (1969) als Ablagerungsraum eines Eisstausees beschrieben. Detaillierte Untersuchungen zur Klärung der Entwicklung des glazilimnischen Sedimentationsraumes fanden bisher nicht statt.

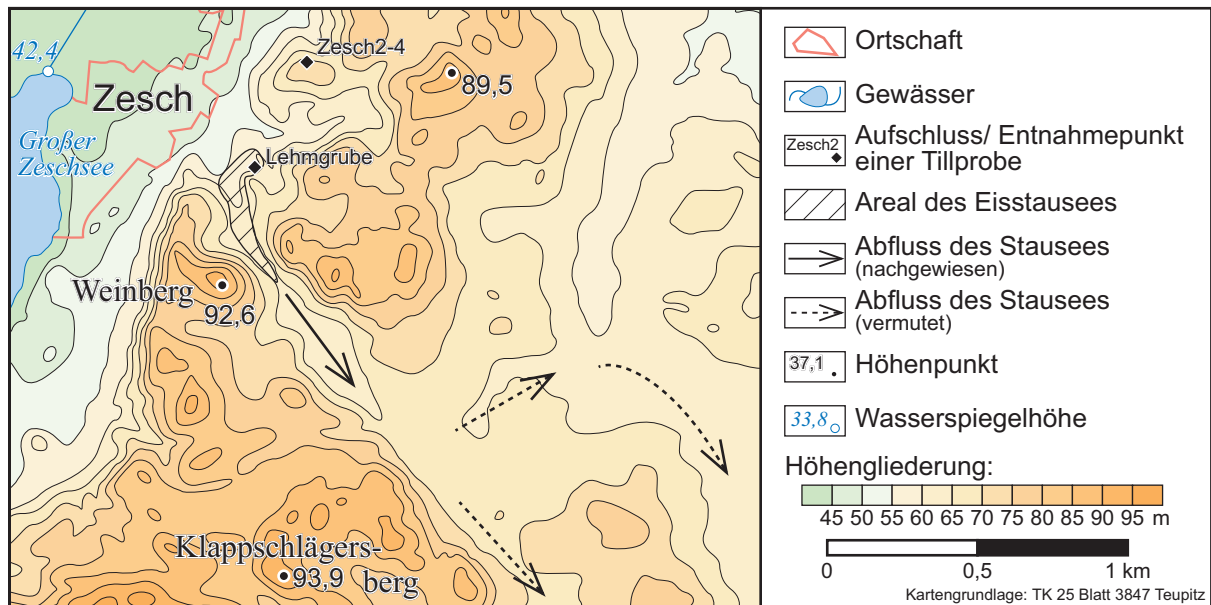


Abb. 44: Die Lage des Zescher Eisstausees

Bohrungen im Umkreis der Lehmgrube belegen eine deutlich größere Ausdehnung des Beckens über die Grenzen der Grube hinweg. Besonders im Bereich einer auffälligen Einsattelung der Endmoräne greift das Becken weit nach Südosten aus. Unter bis zu 3 m mächtigen periglazialen Sedimenten wurden dort die schluffigen Ablagerungen des Beckens nachgewiesen. Dennoch bleibt die Ausdehnung des Beckens mit weniger als 3 Hektar relativ gering.

Innerhalb der Grube werden nur die oberen 5 bis 6 m der mehr als 10 m mächtigen Beckensedimente aufgeschlossen. Eine 10,15 m tiefe Bohrung innerhalb der Grube durchteufte nicht die fein- bis grobschluffigen Sedimente. Die Entwicklung des Stausees, die aus den Schürfen innerhalb der Lehmgrube abgeleitet wird, dokumentiert demnach räumlich wie zeitlich nur einen Ausschnitt der gesamten Beckenentwicklung. Die insgesamt 7 Schürfe, die zwischen 62,9 und 70,5 m ü. NN liegen, belegen unterschiedliche Entwicklungsetappen des Stausees. Die

Profildarstellungen der Schürfe befinden sich im Anhang Kap. 6.1.19.3 ab S.217, die Ergebnisse der Korngrößenanalysen ab S. 235.

Der am tiefsten gelegene Schurf Zesch5 besteht im unteren Teil aus horizontalgeschichteten Mittel- und Feinschluffen, die mit Feinsanden wechsellagern. Diese „echten“ glazilimnischen Sedimente belegen ein weitgehend stehendes Gewässer mit feinkörniger Sedimentation. Das Ablagerungsmilieu war dennoch nicht ruhig. Da der hangende Teil des Schurfes von Rutschungen geprägt wird, herrschten eher instabile Verhältnisse. Über die Schluffe rutschte sandiges diamiktisches Material, welches als *flow till* interpretiert wird. Der karbonatfreie *flow till* ist deutlich geschichtet. Die tonigeren Bereiche des Tills ähneln in ihrer Ausbildung den liegenden Bänderschluffen. Die Rutschung erfasste ebenfalls die liegenden glazilimnischen Sedimente. Es bildete sich eine Rutschungsfalte, in der sich der *flow till* und die Stauwassersedimente verzahnen. Anhand der Falte wurde die Richtung der Rutschung von Nordwest nach Südost bestimmt. Diese Richtung ist der Neigung der rezenten Erdoberfläche entgegengesetzt. Zur Zeit der Rutschung existierte höheres Gelände nordwestlich der Grube. Unter den gegebenen Umständen kommt dafür nur der Gletscher in Betracht, von dem aus der Till abrutschte.



Abb. 45: Rutschungsfalte im Schurf Zesch5 – liegend die Feinschluffe, hangend der geschichtete *flow till*

Der Schurf Zesch5 liegt innerhalb des Grubengeländes. Es kann deshalb nur geschätzt werden, dass 2 bis 3 m Material im Hangenden des Aufschlusses fehlen. Die holozäne Bodenbildung wurde vollständig gekappt.

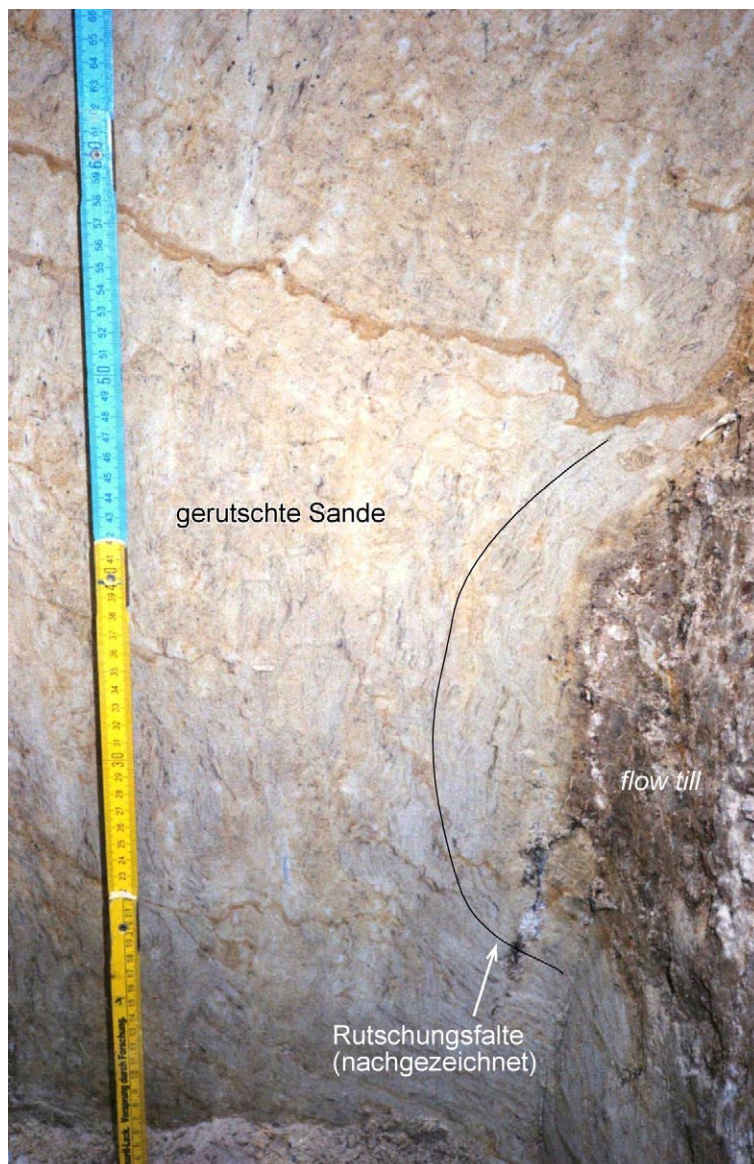


Abb. 46: In die glazilimnischen Sedimente gerutschter Till (Schurf Zesch2)

Im Aufschluss Zesch2, der knapp oberhalb der Grube in 70,5 m ü. NN Höhe gegraben wurde, lagern die Sedimente intensiv gestört. Auch hier handelt es sich um Rutschungen, in die ein Geschiebemergel einbezogen wurde. Es bildete sich um den *flow till* eine wickelartige Struktur (siehe Abb. 46, S. 106), die den Vorgang der Rutschung verdeutlicht. Die Flitter aus fein zerriebener Braunkohle in den Feinsanden zeichnen zwar die Schichtung nach; die primären Sedimentstrukturen innerhalb der Feinsande ließen sich aber nicht mehr rekonstruieren.

Der gerutschte Till ist keinesfalls massig. Vielmehr weist er eine rudimentäre

Schichtung auf und enthält zahlreiche Linsen, die aus dem glazilimnischen Material bestehen. Der karbonathaltige Till (Probe Zesch1) besitzt trotz seines erhöhten Quarzanteiles Eigenschaften eines saalezeitlichen Tills (erhöhter Dolomitgehalt). Da in unmittelbarer Nachbarschaft der Grube eindeutig weichselzeitliche Geschiebemergel (Proben Zesch2 bis 4) ebenfalls saalezeitliche Spektren aufwiesen, ist eine zeitliche Zuordnung der Probe nicht möglich.

Die Schürfe Zesch2 und Zesch5 kennzeichnen ein frühes Stadium des Zescher Eisstausees. Der Gletscher schmolz von der Endmoräne zurück und gab ein relativ tiefes, aber instabiles Becken frei. Diese Phase wird neben der glazilimnischen Sedimentation auch durch Massenschwerebewegungen gekennzeichnet.

Der Schurf Zesch6, mit 65,5 m ü. NN 2,6 m über dem Schurf Zesch5 gelegen, belegt die darauf folgende Phase der Beckenentwicklung. Am Grunde des Gewässers wurde horizontalgeschichteter Beckensand sedimentiert. Teilweise bildeten sich Strömungsrippeln. Die Sedimentstrukturen dieses Schurfes wurden nicht mehr durch Rutschungen gestört. Die nachträgliche Schrägstellung des gesamten Sedimentpaketes belegt für die Ablagerungszeit die Existenz von Toteisblöcken im Untergrund. Dass die Schrägstellung sekundärer und nicht primärer Natur ist, kann anhand der ebenfalls gekippten Rippeln gezeigt werden, die sich in dieser Schräglage nicht gebildet hätten. Die Beckentiefe hatte abgenommen, so dass der Eisstausee nunmehr kein stehendes, sondern ein leicht bewegtes Gewässer war.

Die Schürfe Zesch1, 7, 8 und 9 dokumentieren die abschließende Phase der Beckenentwicklung. In den Schürfen finden sich Grobschluffe und Feinsande mit den Sedimentationsbildern zungenförmiger Rippeln, die Wassertiefen in der Größenordnung der Rippellänge (10–30 cm) anzeigen. Das Becken war bereits weitgehend verfüllt. Es stellte sich ein Flachwassermilieu bei mäßig bewegtem Wasser ein.

Die Basis der Schürfe Zesch7 und 8 bilden die horizontalgeschichteten Beckensande. Die Grobschluffe überlagern die durch ausschmelzendes Toteis verstellten Beckensande diskordant, so dass auf einen synsedimentären Toteisaustau geschlossen wird.

Im Horizontalanschnitt der Strömungsrippeln wurde die Fließrichtung rekonstruiert. Die Messungen in allen Schürfen (Zesch1, 7, 8, 9) ergaben einheitlich eine Schüttungsrichtung nach Süden bis Südwesten (Abb. 48, S. 108). Die Schüttung war auf die Einsattelung der Endmoräne gerichtet (siehe Abb. 44, S. 104 und beiliegende Karten nach S. 61). Rechnet man die periglaziale Aufhöhung der Einsattelung (etwa 3 m) und das Nachsacken der Eisstauseesedimente über Toteis (bis zu 2 m) gegeneinander auf, so lässt sich ein Abfluss des Eisstausees über die Einsattelung ohne gegenläufiges Gefälle rekonstruieren.

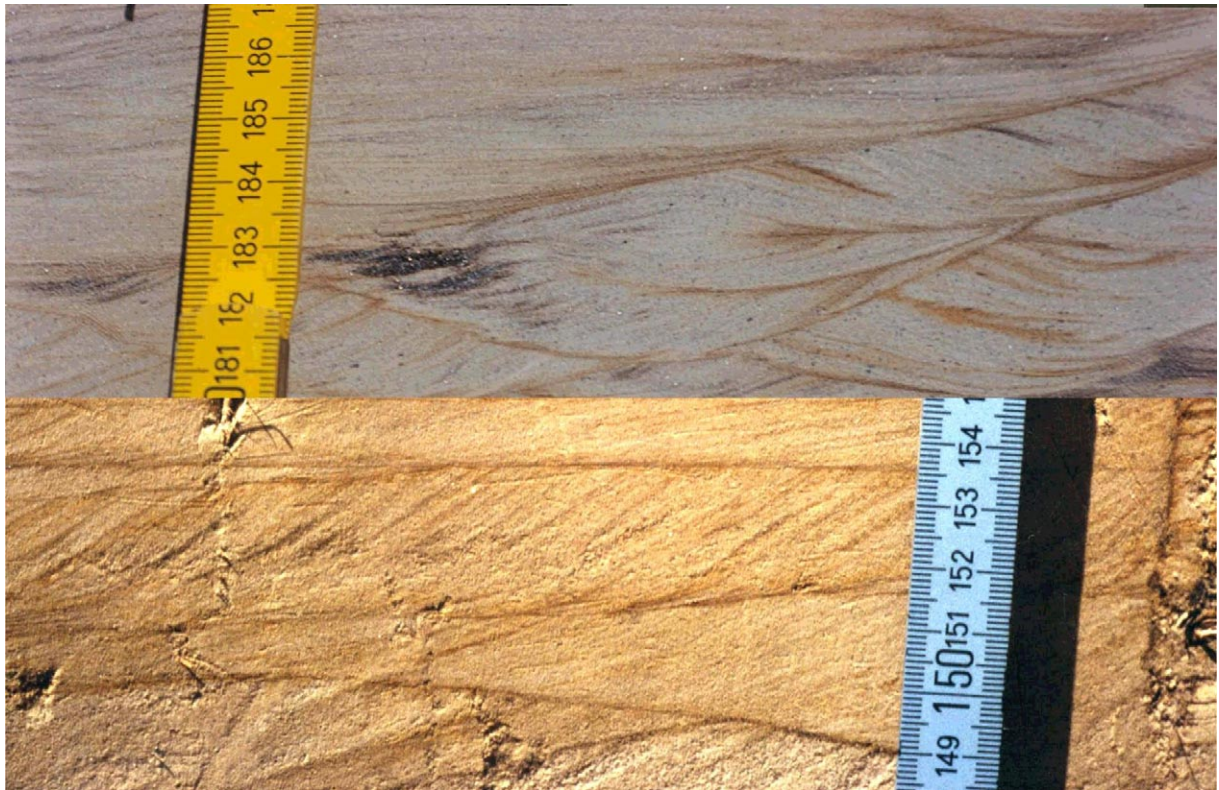


Abb. 47: Zungenförmige Rippeln im Schurf Zesch1; oben quer, unten längs zur Fließrichtung (Fotomontage)



Abb. 48: Aufsicht auf zungenförmige Strömungsrippeln (Schurf Zesch1) mit der Schüttungsrichtung der einzelnen Rippeln (Pfeile)

Die Einsattelung bildete den Überlauf des Eisstausees auf den Sander. Über zwei mögliche Abflusswege floss das Wasser dem Radeländer Schlauchsander zu. Damit kann indirekt der Zescher Eisstausee in die Zeit des Jüngeren Baruther Urstromes datiert werden. Auf alle Fälle war die Entwässerung noch nach Süden ausgerichtet. Das unterscheidet den Zescher Eisstausee grundlegend von den sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Staubeckensedimenten des Neuendorfer (Kap. 4.4.2.1, S. 99) und des Oderiner Beckens (JUSCHUS in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997). In diesen beiden Becken hatte sich die Entwässerungsrichtung bereits nach Norden umgekehrt. Sie entsprechen damit nicht der terminoglazialen, sondern der proglazialen Fazies nach BRODZIKOWSKI und VAN LOON (1991).

Neben den Strömungsrippeln (*current ripples*) finden sich in zwei Schürfen (Zesch7 und 9) *climbing ripples*, die eine sehr große Sedimentationsrate anzeigen. Sie wird allerdings nicht nur für die *climbing ripples*, sondern für alle Sedimente des Eisstausees angenommen. Eine Folge dessen sind die in allen Schürfen beobachteten synsedimentären Störungen, die auf die leichte Verformbarkeit der Sedimente bei Wassersättigung und auf Entwässerung zurückgeführt werden. *Convolute bedding* und *load cast*-Strukturen wurden mehrfach festgestellt.

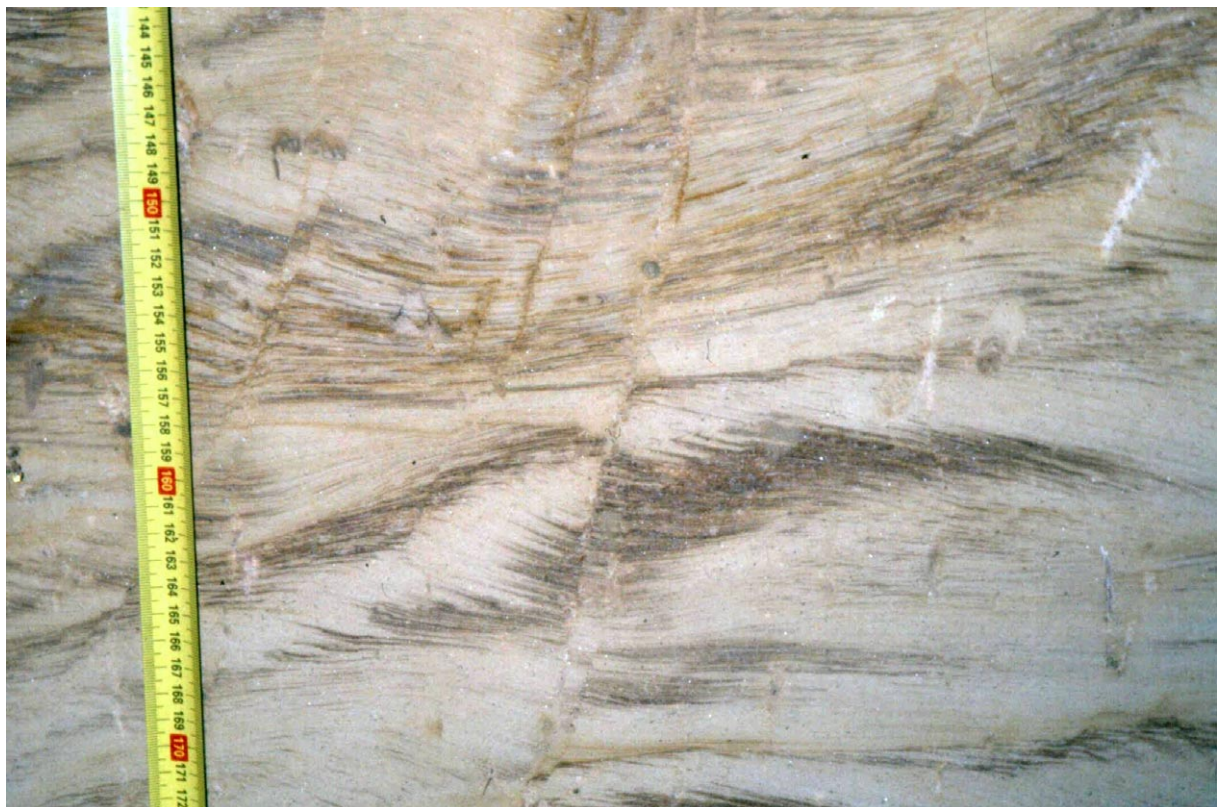


Abb. 49: *climbing ripples* im Schurf Zesch7 – Schüttung von links nach rechts – durch Toteisaustau gestört



Abb. 50: Syntsedimentäre Störungen im Schurf Zesch8 (unterer Teil des Bildes)



Abb. 51: Die geteilte Feinschluffschicht im Schurf Zesch8 – liegend climbing ripples quer zur Fließrichtung; hangend: durch periglaziale Prozesse (*active layer*) gestörte Strömungsrippeln

Den Schürfen 7, 8 und 9 ist eine markante, zweigeteilte Feinschluffschicht gemeinsam, die von der Rippelschichtung unter- und überlagert wird. Der Feinschluff belegt eine kurzzeitige Stillwasserphase. Da er in allen drei Schürfen in vergleichbarer Ausbildung auftritt, wird er als zeitgleiche Bildung angesehen, obwohl seine Höhe von Schurf zu Schurf variiert (Zesch7: 66,1 m ü. NN, Zesch8: 66,7 m ü. NN, Zesch9: 68,0 m ü. NN). Die Unterschiede in der Höhenlage können mit unterschiedlichen Sackungsbeträgen infolge des Toteisaustauens erklärt werden.

Dem am nördlichen Beckenrand befindlichen Schurf Zesch1 fehlt jedoch die Feinschluffschicht. Stattdessen finden sich in vergleichbarer Position die *fore set*-Sedimente eines (Mikro-)Deltas. Die Feinschluffe werden als *bottom set*-Sedimente des Deltas gedeutet. Im Bereich des Schurfes Zesch1 mündete demnach ein kleiner Schmelzwasserstrom in das Becken ein, der das Mikrodelta aufschüttete. Durch den Einstrom des Wassers in das Becken entstand eine Unterströmung, die der Schüttungsrichtung des Deltas entgegengesetzt war. Deshalb zeigen die Rippeln an der Basis der Vorschüttssedimente eine Fließrichtung an, die der Schüttungsrichtung des Deltas und der anderen Rippeln entgegengesetzt ist (Abb. 52 und Abb. 53).



Abb. 52: Basis der Vorschüttssedimente des Mikrodeltas im Schurf Zesch1 – Schüttung des Deltas von rechts nach links aber entgegengesetzte Schüttung der Rippeln aufgrund des Gegenstromes

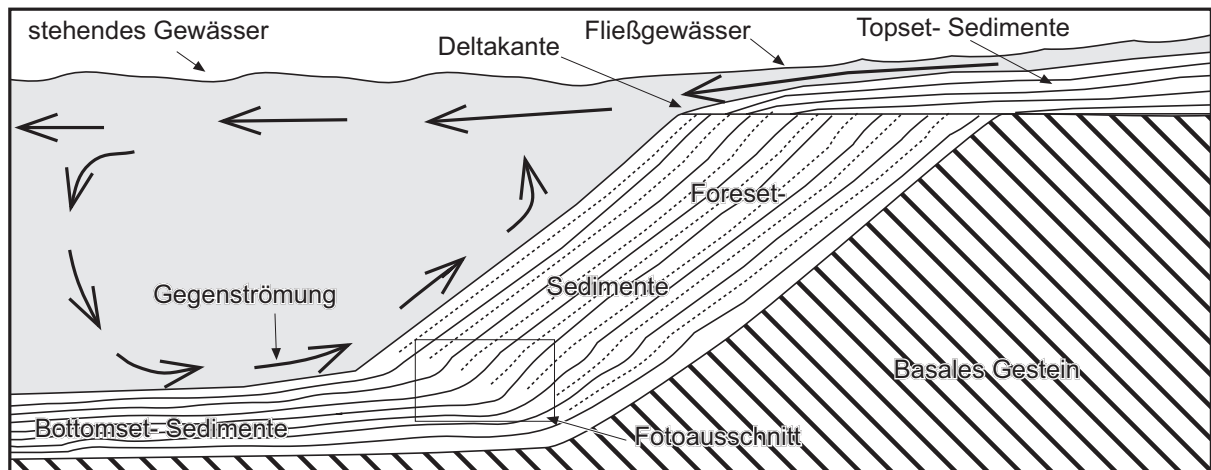


Abb. 53: Schema der Strömungs- und Sedimentationsverhältnisse in einem (Mikro-)Delta

Da die hangenden Strömungsrippeln die *fore set*-Sedimente des Mikrodeltas kappen, werden sie nicht als *top set*-Sedimente bezeichnet. Mit der Sedimentation der Strömungsrippeln im Hangenden der Deltaablagerungen endet die glazilimnische Entwicklung des Zescher Eisstausees.

Nachfolgend schmolzen noch vorhandene Toteisreste aus. Die dabei entstandenen Abschiebungen störten sowohl die Staubeckensedimente als auch die synsedimentären Deformationen. Der Grad der Beanspruchung reicht dabei von vereinzelten Störungen wie in Abb. 49 (S. 109) bis hin zur Zerschierung des Sedimentes.

Teilweise wurden die glazilimnischen Ablagerungen von periglazialen Sanden überdeckt. Sie erreichen innerhalb der Einsattelung der Endmoräne Mächtigkeiten bis zu 3 m.

Die hangenden Bereiche der oberflächlich anstehenden Staubeckensedimente wurden durch die Bodenbildung entkalkt und entschichtet. Auf den Schluffen bildeten sich Parabraunerden. Stellenweise lassen sich knapp unter der Entschichtungsgrenze Deformationen nachweisen, die als *active layer* in der Auftauschicht des ehemals vorhandenen Dauerfrostbodens gedeutet werden (siehe Abb. 51, S. 110).

Aus den dargelegten Ergebnissen kann folgendes Modell zur Entwicklung des Eisstaubeckens von Zesch am See abgeleitet werden:

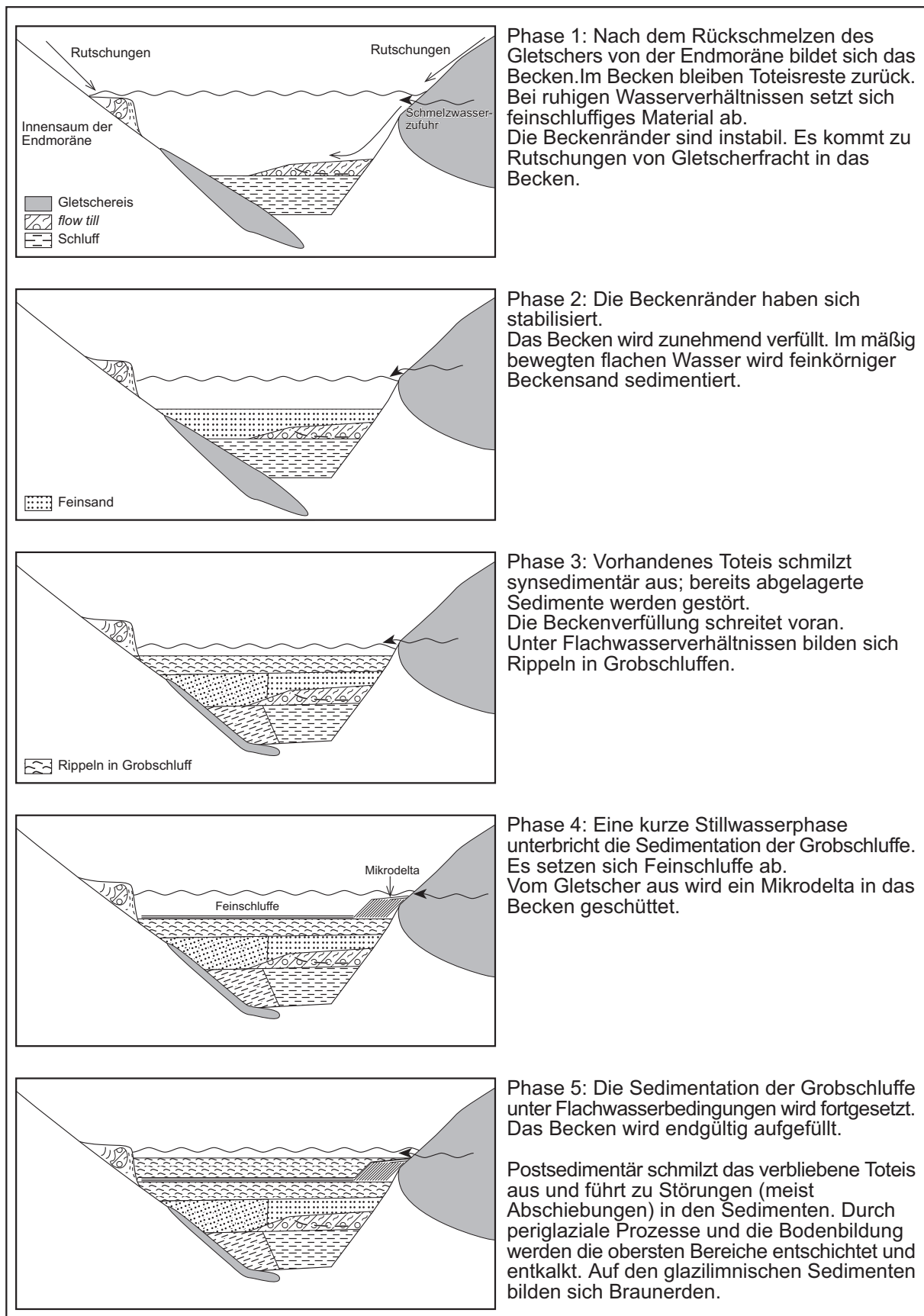
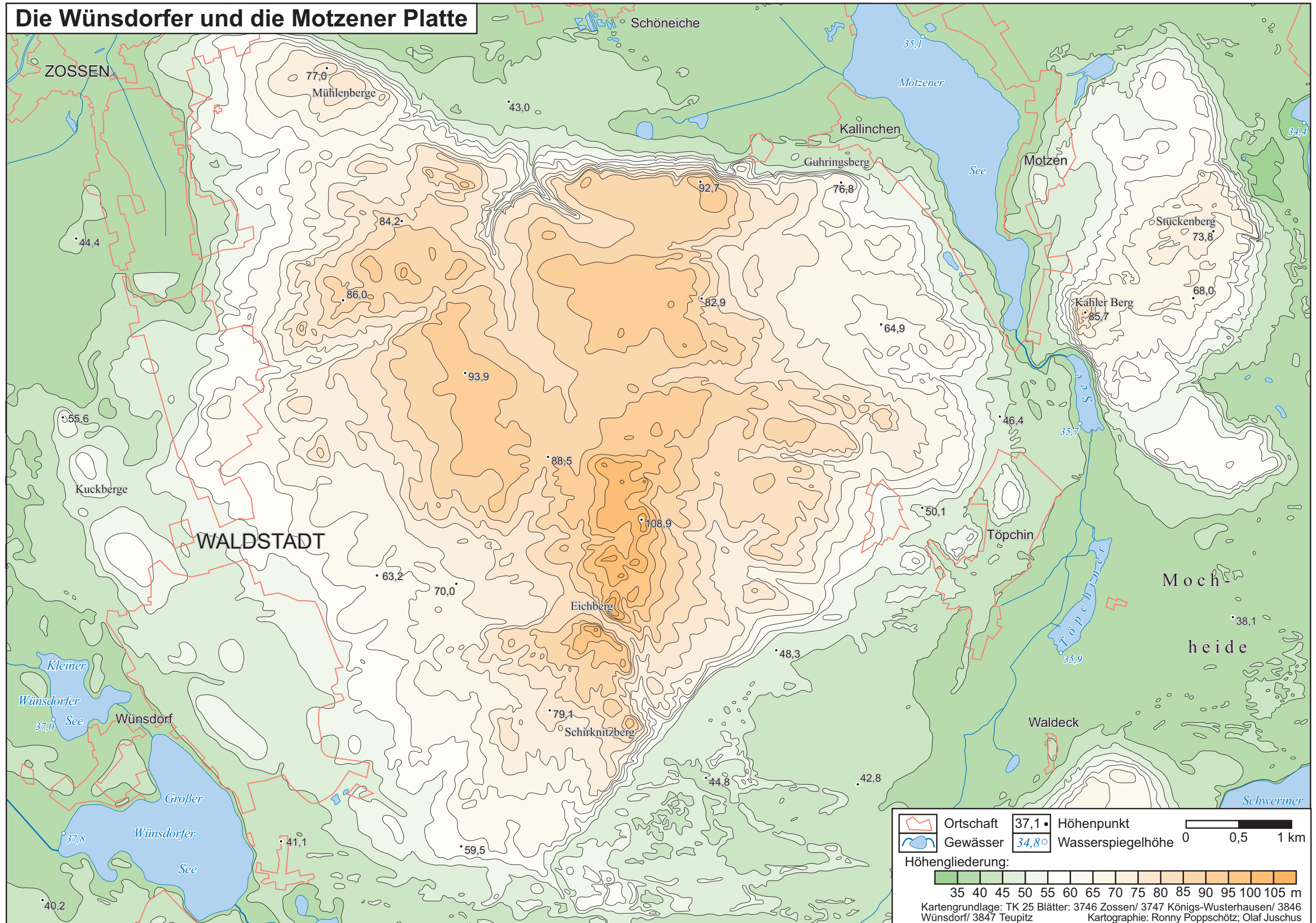


Abb. 54: Schematische Skizze zur Entwicklung des Zescher Eisstausees

Die Wünsdorfer und die Motzener Platte



4.4.3 Die Oberflächenformen der Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage

Anders als die vielgestaltigen Platten an der Brandenburger Eisrandlage sind die Hochflächen nördlich davon relativ einheitlich geformt. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, besitzen die Platten eine flachwellige Oberfläche. Auffällig ist das weitgehende Fehlen geschlossener Hohlformen, obwohl diese eines der wichtigsten Merkmale des Jungmoränenlandes darstellen. Wenn doch Hohlformen auf den Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage existieren, so sind sie meist nur flach in ihre Umgebung eingesenkt. Der tiefe Kessel 2 km nordwestlich von Glienick bei Zossen bildet eine seltene Ausnahme (siehe beiliegende Karte nach S.187). Man könnte, wie auf der beiliegenden Karte der Wünsdorfer Platte, die Hochflächen rein morphologisch fast dem Altmoränenland zurechnen. Das wichtigste Merkmal, welches die Platten des Jungmoränenlandes südlich Berlins im Oberflächenbau vom Fläming unterscheidet, ist die geringe Zertalung. Meist überragen die Platten als wenig gegliederte Erhebungen das Talsandniveau. Bereits ab einer Größe von etwa einem Quadratkilometer besitzen sie ein ausgeprägtes Plateau. Nach einem etwas steileren, meist aber trotzdem sanften Anstieg gelangt man von den Talsandgebieten auf die weit gespannten Hochflächen. Die Höhe der Plateaus unterliegt deutlichen Schwankungen, wobei die Reliefenergie gering bleibt. Auf der großen Wünsdorfer Platte liegt es in 80 bis 105 m ü. NN. Dieses wird aber von den anderen Platten nicht annähernd erreicht. Als Mittelwert werden 45 bis 60 m ü. NN angegeben.

Inselartig ragen aus den flachwelligen Oberflächen Einzelerhebungen auf, die ihre Umgebung bis zu 50 m überragen. Beispiele für solche solitären Berge sind der Thyrower, der Glienicker, der Halber und der Pretschener Weinberg. Zum Teil ragen die Einzelberge als kleine Platten auch isoliert aus den Talsandflächen auf, wie der Madiken- und der Steinberg bei Ahrensdorf (siehe Abb. 55, S. 115). Die umgebenden Plateaus wurden in diesen Fällen glazifluvial verschüttet.

Eine Verbindung der isolierten Erhebungen zu zusammenhängenden Eisrandlagen entbehrt einer abgesicherten Grundlage. Zwischen den markanten Vollformen existiert keinerlei Anhaltspunkt, der ihre sinnvolle Verknüpfung zu Eisrandlagen rechtfertigt. Auch kann auf den Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage kein Sander nachgewiesen werden. Rein morphologisch ist es daher nicht möglich, die Genese der isolierten Erhebungen zu erklären.

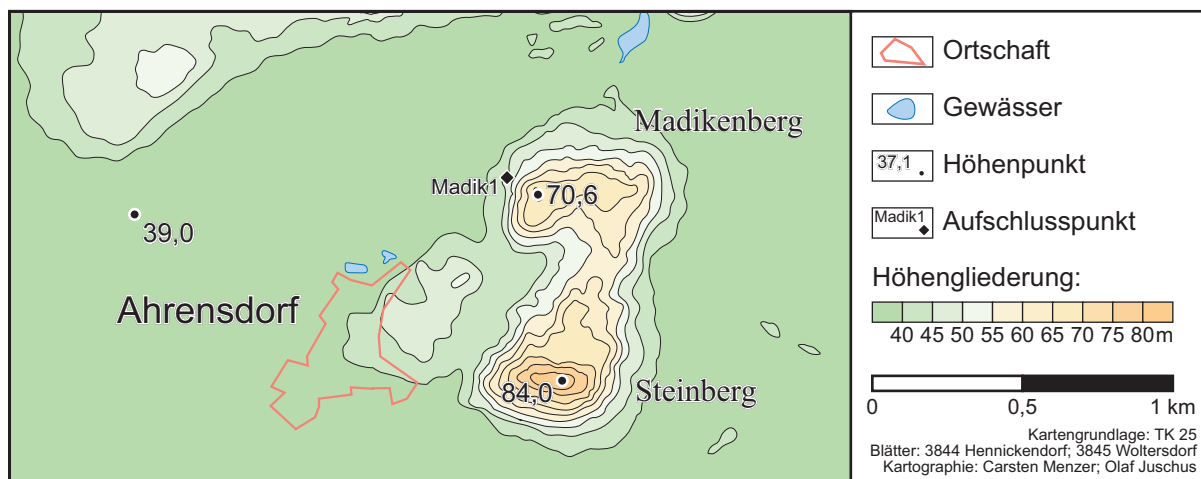


Abb. 55: Der Madiken- und der Steinberg bei Ahrensdorf

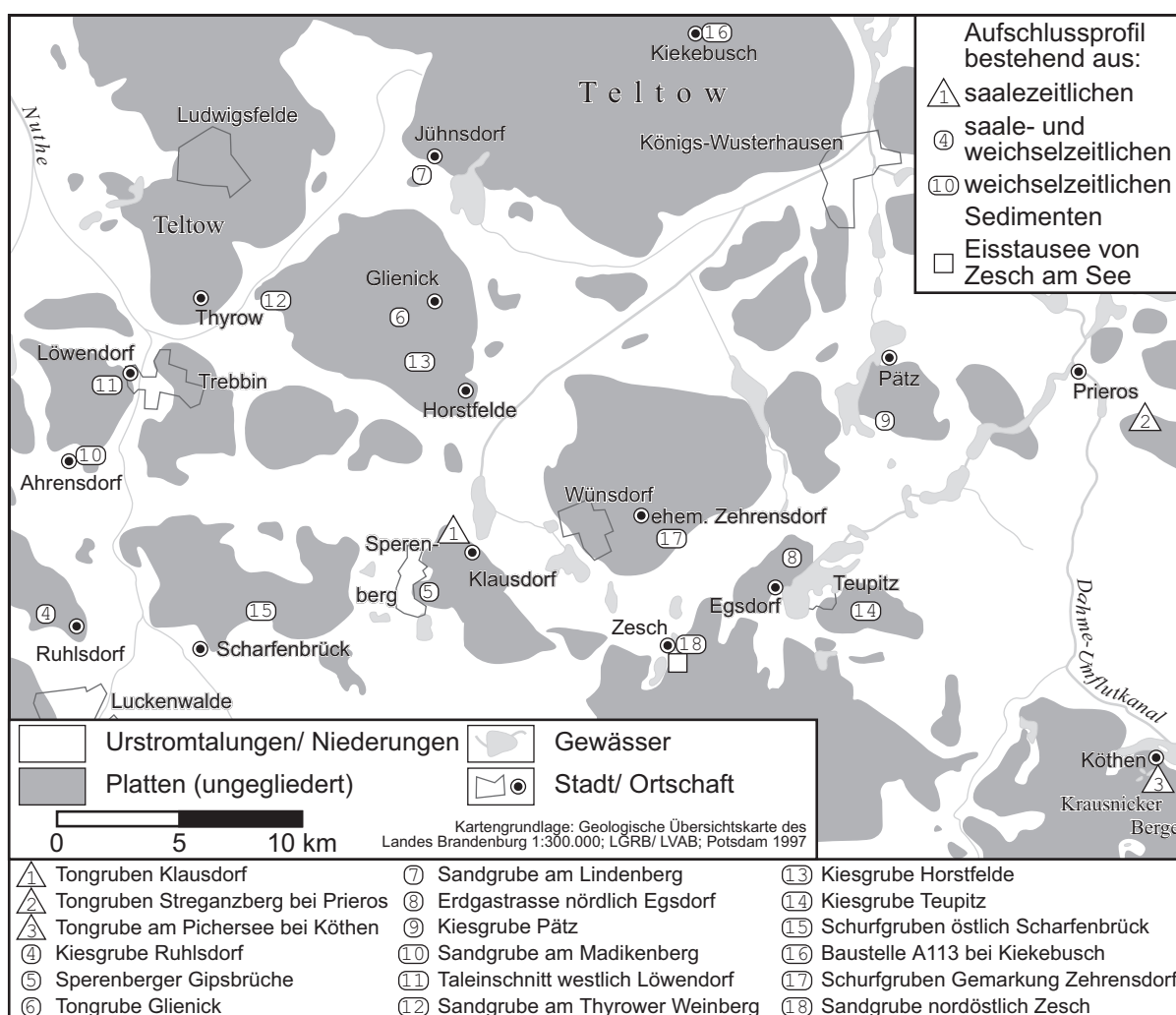


Abb. 56: Aufschlüsse im Arbeitsgebiet

4.5 Der geologische Bau der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins

Nachfolgend werden die Forschungsergebnisse zum geologischen Bau der Platten vorgestellt, die aus den in Abb. 56 (S. 115) dargestellten Aufschlussprofilen gewonnen wurden. Aus Gründen der Übersichtlichkeit befinden sich die ausführlichen Beschreibungen der Aufschlussprofile im Anhang ab Seite 173.

4.5.1 Aufschlüsse in saalezeitlichen Sedimenten

Mehreren Aufschlussprofilen gemeinsam ist das Fehlen weichselzeitlicher Sedimente. Sie wurden entweder nicht abgelagert oder waren so geringmächtig, dass sie durch jüngere Abtragungsprozesse beseitigt wurden. Saalezeitliche Sedimente stehen direkt an der Erdoberfläche an. Sie sind oft intensiv gestaucht. Das Großrelief ist in diesen Bereichen präweichselzeitlich angelegt. Der Grad der weichselzeitlichen Überprägung kann aber nicht abgeschätzt werden. Die saalezeitlichen Ablagerungen bestehen meist aus Till oder glazilimnischen Sedimenten. Glazifluviale Sande und Kiese wurden seltener vorgefunden.

Aufschlüsse für diesen Bautyp sind die Tongruben in Klausdorf (Profilbeschreibung ab S. 176) und Prieros (ab S. 178).

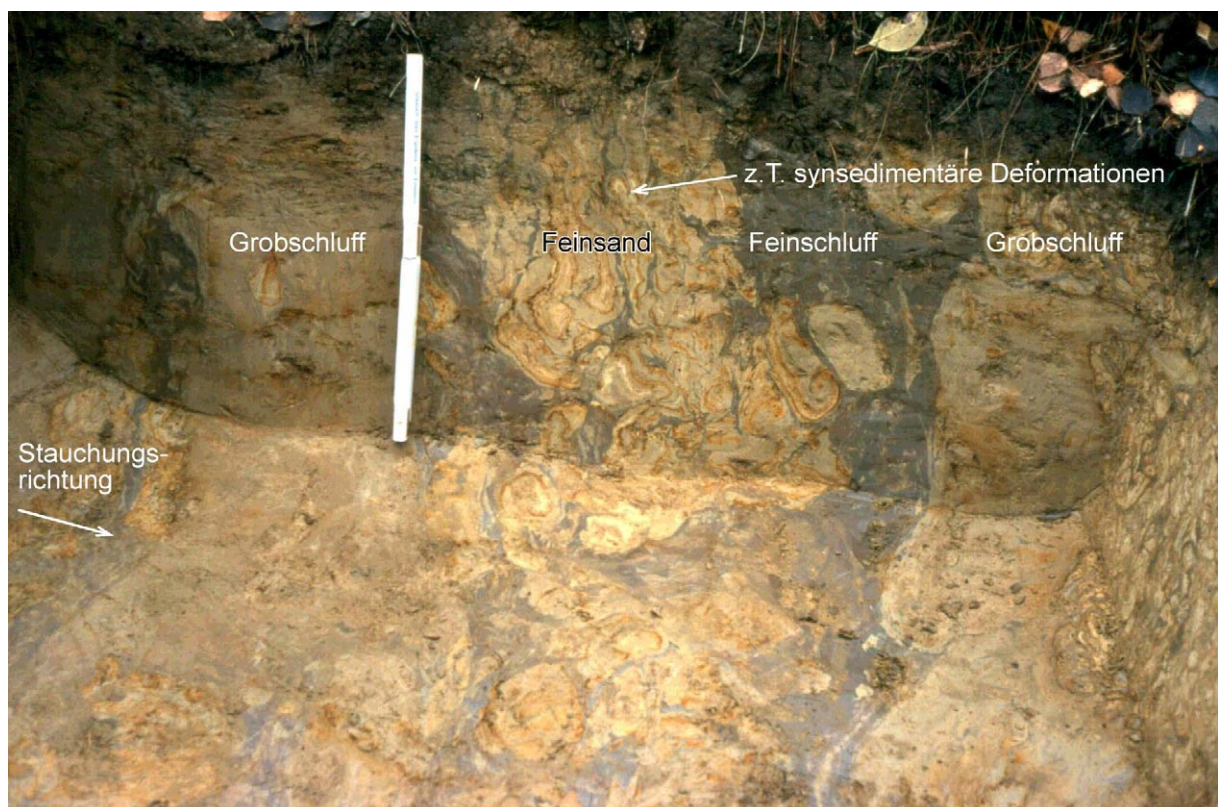


Abb. 57: Gestauchte saalezeitliche glazilimnische Sedimente in den Tongruben am Streganzberg bei Prieros

4.5.2 Aufschlussprofile mit geringmächtigen weichselzeitlichen Sedimenten

Den zweiten Aufschlusstyp bilden geringmächtige weichselzeitliche Sedimente, die von saalezeitlichem Material unterlagert werden. Die Ablagerungen der letzten Vereisung erreichen hier maximal 5–6 m Mächtigkeit. Sie werden mit wechselnden Anteilen aus den sandig-kiesigen Vorschüttbildungen und dem überlagernden Till aufgebaut. Der Till erreicht nur selten Mächtigkeiten von mehr als 2 m. Die weichselzeitlichen Sedimente bilden eine Decke, die die präexistente Oberflächenformen nachzeichnet. Die meist fehlenden oder geringen weichselzeitlichen Stauchungen belegen eine schwache Überprägung der Landschaft durch das jüngste Inlandeis. Die Anlage des Großreliefs wird auch hier in die Zeit der Saalevereisung gestellt. Die liegenden saalezeitlichen Sedimente zeigen zum Teil intensive Stauchungen, die älter sind als die Weichselvereisung.

Beispielhaft sind die dargelegten Verhältnisse in der Tongrube Glienick (Abb. 58 und ab S. 187) und in der Kiesgrube Ruhlsdorf (S. 180) aufgeschlossen. Ein Aufschluss, bei dem sich die weichselzeitlichen Sedimente lediglich auf den Till beschränken, ist die mit Geschiebemergel gefüllte Glaziale Rinne in der Kiesgrube Pätz (Abb. 59).

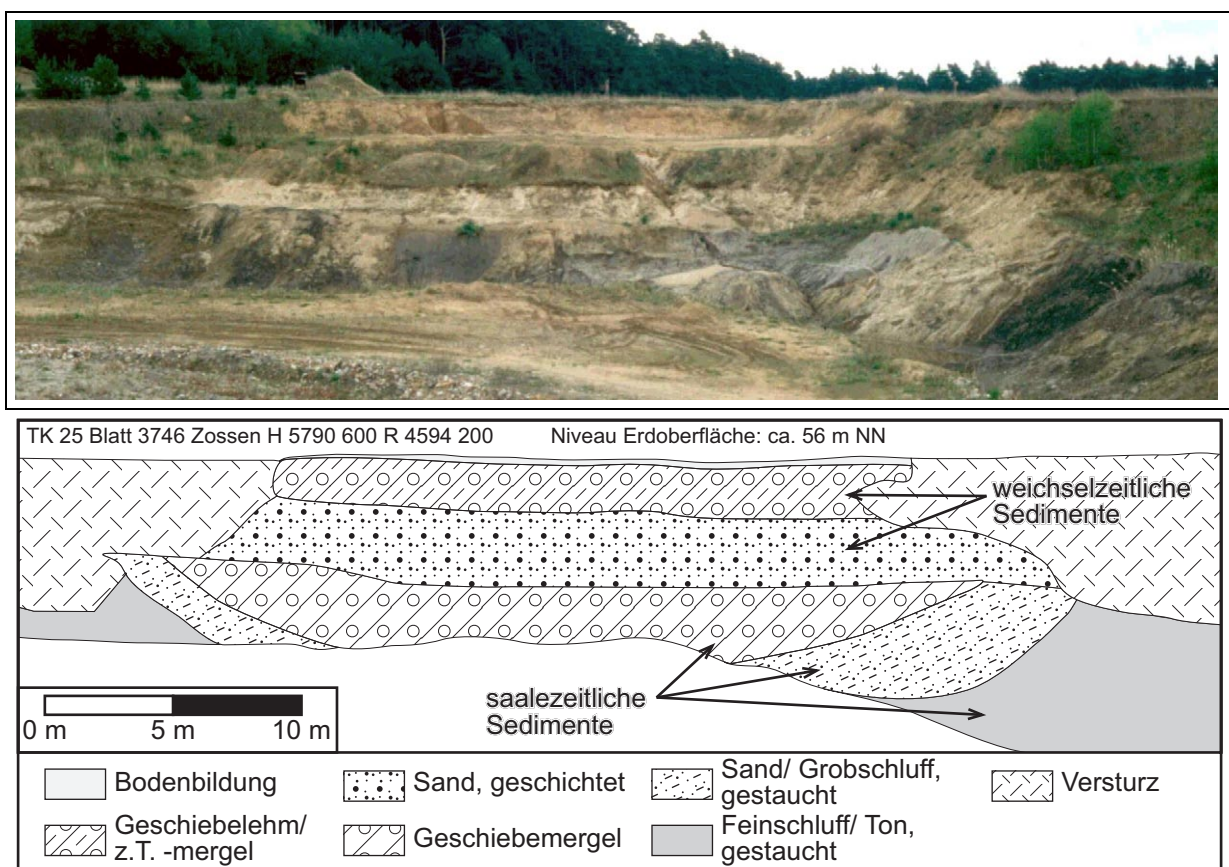


Abb. 58: Gesamtprofil der Tongrube Glienick

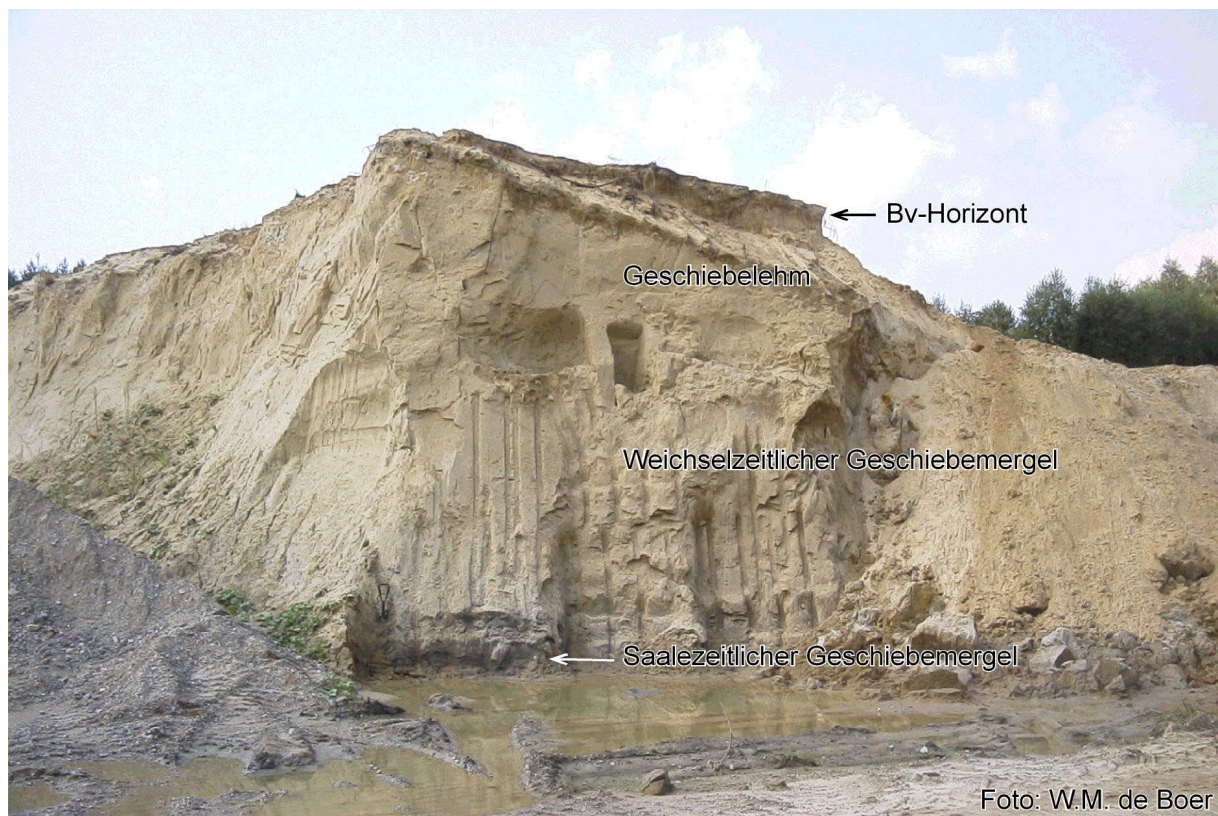


Abb. 59: Mächtiger weichselzeitlicher Geschiebemergel über saalezeitlichem Geschiebemergel in der Kiesgrube Pätz



Abb. 60: Profil an der Nordwestwand der Kiesgrube Horstfelde

4.5.3 Aufschlussprofile mit mächtigeren weichselzeitlichen Sedimenten

Der dritte Aufschlusstyp unterscheidet sich vom zweiten durch die starke Zunahme der weichselzeitlichen Vorschüttssedimente auf Mächtigkeiten von bis zu 35 m. Der weichselzeitliche Till hingegen bleibt, von wenigen Ausnahmen abgesehen, geringmächtig (siehe Abb. 60, S. 118). Großflächig fehlt er. Die isolierten Erhebungen werden diesem Bautyp zugeordnet. Das Großrelief ist weichselzeitlich, aber nicht glazigen, sondern glazifluvial angelegt. In den meisten Fällen erreichte das weichselzeitliche Inlandeis nur eine geringe Wirkung auf den Untergrund.

Die großen Kiesgruben im Arbeitsgebiet, wie z.B. in Pätz oder Horstfelde, gewinnen ihre Baustoffe aus Aufschlüssen, die diesem Typ angehören.

4.5.4 Gemeinsamkeiten im geologischen Bau der Platten

Außer den genannten Unterschieden besitzen alle Platten eine auffällige Gemeinsamkeit: Der obere Geschiebemergel ist meist geringmächtig (< 2 m) oder fehlend. Nur räumlich eng begrenzt kann im Bereich von verfüllten Glazialen Rinnen die Mächtigkeit des oberen Tills auf 7 m und mehr anschwellen. Weichselzeitliche Nachschüttbildungen im Hangenden des Tills sind geringmächtig oder nicht vorhanden.

Aus den Aufschlüssen und den geologischen Karten wird deutlich, dass die Lückenhaftigkeit und Geringmächtigkeit des weichselzeitlichen Tills mit Annäherung an die Brandenburger Eisrandlage stark zunimmt. Die Flächen, bei denen der obere Geschiebemergel großflächig ansteht, sind Grundmoränenflächen. Es handelt sich aber auch um ein subglaziales Relief, wenn der obere Geschiebemergel fehlt (siehe Abb. 61, S. 120). Diese Flächen werden, trotz des fehlenden Tills, ebenfalls als Grundmoränen angesprochen. Die isolierten Einzelerhebungen, z.B. an der Kiesgrube Pätz, die vom weichselzeitlichen Inlandeis überfahren wurden, gehören diesem Relieftyp an.

In mehreren Aufschlüssen, die über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt sind, besteht der hangende Teil des weichselzeitlichen Geschiebemergels aus *meltout till* stagnierenden Eises (siehe Abb. 62, S. 120). Zum Teil erreicht der *meltout till* größere Mächtigkeiten als der liegende *lodgement till* (Kiesgrube Teupitz Kap. 6.1.15, S. 208).

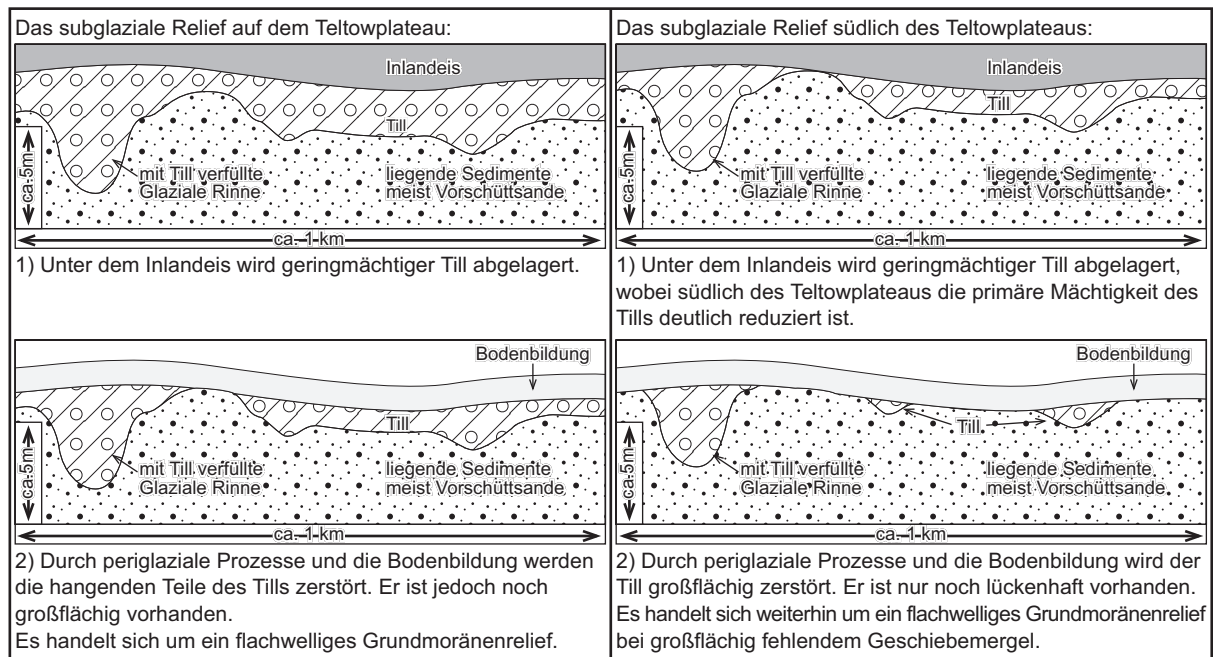


Abb. 61: Stark vereinfachtes Schema zur Entstehung der Grundmoränenflächen im Arbeitsgebiet



Abb. 62: Schichtungen im oberen Geschiebemergel der Kiesgrube Pätz



Abb. 63: Ungestörte Vorschüttssande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Tongrube Glienicke

Die Stauchungen im Liegenden des jüngsten Tills erreichen nur selten mehr als 1 m Mächtigkeit, oft fehlen sie vollständig. Eine Ausnahme bilden die isolierten Einzelerhebungen, z.B. an der Kiesgrube Pätz. Dort lassen sich die Stauchungen bis zu 20 m in den Untergrund nachweisen. Sie erreichen aber nicht die Intensität der Störungen in den älteren, saalezeitlichen Sedimenten.

Bemerkenswert ist innerhalb des Arbeitsgebietes das Fehlen von subglazialen Kleinformen, speziell von Drumlins, welches ebenfalls mit der geringen morphologischen Wirkung des jüngsten Inlandeises erklärt wird.

4.5.5 Auswertung der Geschiebeanalysen

4.5.5.1 Einführung

Die im Rahmen der Untersuchungen durchgeführten 96 Kleingeschiebeanalysen gestatten die Ausgliederung von lokalen Geschiebespektren, die über eine schematische Auswertung nach der TGL 25232 hinausgehen. Aufgrund der thematischen Zielsetzung der Arbeit wurden fast ausschließlich Proben aus Tagesaufschlüssen entnommen. Nur die Probe PretschK1 entstammt einer Bohrung. Die stratigraphische Zuordnung der Tillproben erfolgte zunächst im Gelände nach

den Lagerungsverhältnissen. Dabei wurde auf die von BERENDT (1880) eingeführte Untergliederung in einen oberen bzw. unteren Geschiebemergel zurückgegriffen. Sie erwies sich, von wenigen Ausnahmen abgesehen, als praktikabel.

Auch wenn BERENDT (1880) die Untergliederung rein stratigraphisch verwendete, so ermöglicht der Kenntnisgewinn der vergangenen Jahrzehnte doch eine chronostratigraphische Zuordnung des oberen Geschiebemergels in die Weichselvereisung. Unter der Bezeichnung unterer Geschiebemergel bzw. Till werden alle Tillvorkommen zusammengefasst, die älter sind als der obere. Sie können daher mehreren Eisvorstößen entstammen.

Der obere Geschiebemergel besitzt innerhalb des Arbeitsgebietes folgende Eigenschaften:

- Seine Eigenschaften schwanken innerhalb des Arbeitsgebietes relativ gering.
- Er ist allgemein geringmächtig (< 2 m). Nur in räumlich eng begrenzten Muldensituationen wird er mächtiger (bis zu 7 m).
- Sein Korngrößenspektrum wird stets vom Sand dominiert. Die Proben aus dem oberen Till besaßen durchschnittlich einen Sandgehalt von 68,0 % (Variationskoeffizient 0,14). Der obere Till bestand maximal zu 87,5 % aus Sand (Probe Neu1), minimal wurden 47,9 % gemessen. Sowohl der Kies- als auch der Tongehalt überschreiten nur ausnahmsweise die 5 %-Marke. Meist liegen die Gehalte deutlich darunter. Der Durchschnittswert liegt für beide Korngrößensklassen bei 3,0 %. Der Schluffanteil schwankt zwischen 5 und 40 %. Er liegt bei den meisten Proben zwischen 20 und 30 % (Ø 26 %). Die durchschnittliche Korngröße liegt bei 335 µm, der durchschnittliche Variationskoeffizient (Sortierung) bei 1,89.
- Die Färbung ist – auch im feuchten Zustand – hell, meist gelblichgrau aber auch hellgrau oder hellgraubraun.
- Er steht stets oberflächennah an. Wenn er von jüngeren Sedimenten überdeckt wird, handelt es sich meist um geringmächtige Sande (maximal 3–4 m).

Der untere Till lässt sich anhand folgender Merkmale meist sicher vom oberen unterscheiden:

- Innerhalb des Arbeitsgebietes sind seine Eigenschaften sehr variabel.

- Er tritt sowohl geringmächtig als auch mächtig auf.
- Er kann sowohl tonig, schluffig als auch sandig ausgebildet sein. Mit durchschnittlich 52,7 % besitzen die Proben aus dem unteren Till deutlich weniger Sand als die Proben aus dem oberen. Die Schwankungsbreite bei den Sandgehalten liegt mit einem Maximum von 72,0 % (Bochow2) und einem Minimum von 5,5 % (Klaus4) deutlich über der des oberen Tills. Auch die Gehalte an Ton (\varnothing 4,7 %) bzw. Kies (\varnothing 3,4 %) überschreiten des öfteren die 5 %-Marke. Aus diesem Grunde kann die Kornverteilung nicht als Indiz für den unteren Till herangezogen werden. Sie weicht mit durchschnittlich 359 μ m nur unwesentlich vom Wert des oberen Tills ab. Der durchschnittliche Variationskoeffizient ist mit 2,5 jedoch deutlich erhöht und belegt die größere Variabilität des unteren Geschiebemergels.
- Die Färbung variiert ebenfalls stark. Typisch sind dunklere Töne, oft blaugrau oder rotbraun. Er kommt aber auch in hellen, gelblichgrauen Farbtönen vor.
- Nördlich des Fläming wird er meist von anderen Sedimenten überdeckt. Oft findet sich der obere Geschiebemergel in seinem Hangenden.
- Zum Teil zeigt der Till Stauchungserscheinungen oder er ist in andere Sedimente eingestaucht.

4.5.5.2 Die Geschiebespektren des unteren Geschiebemergels

Da die Proben Tagesaufschlüssen entstammen, wurden nur die hangenden Bereiche der meist sehr mächtigen liegenden Geschiebemergelpakete erfasst. Zur Erforschung der saalezeitlichen Landschaftsgenese sind die Zählungen daher nur bedingt brauchbar. Die Zusammensetzung der älteren glazigenen Ablagerungen, vor allem der hangenden Bereiche, ist aber für die Bewertung der weichselzeitlichen Prozesse von großer Wichtigkeit.

Beim unteren Geschiebemergel lassen sich anhand der Kleingeschiebeanalyse drei verschiedene Spektren ausgliedern, die neutral als PK-reich, NK-reich und quarzreich bezeichnet werden (Abkürzungen: siehe Tab. 1, S. 32). Eine Zuordnung der Proben in die Stadien der Saalevereisung wird in dieser Arbeit nicht vorgenommen, auch wenn die PK-reichen Proben weitgehend der Warthe-Fazies (nach LIPPSTREU et al. 1994) entsprechen.

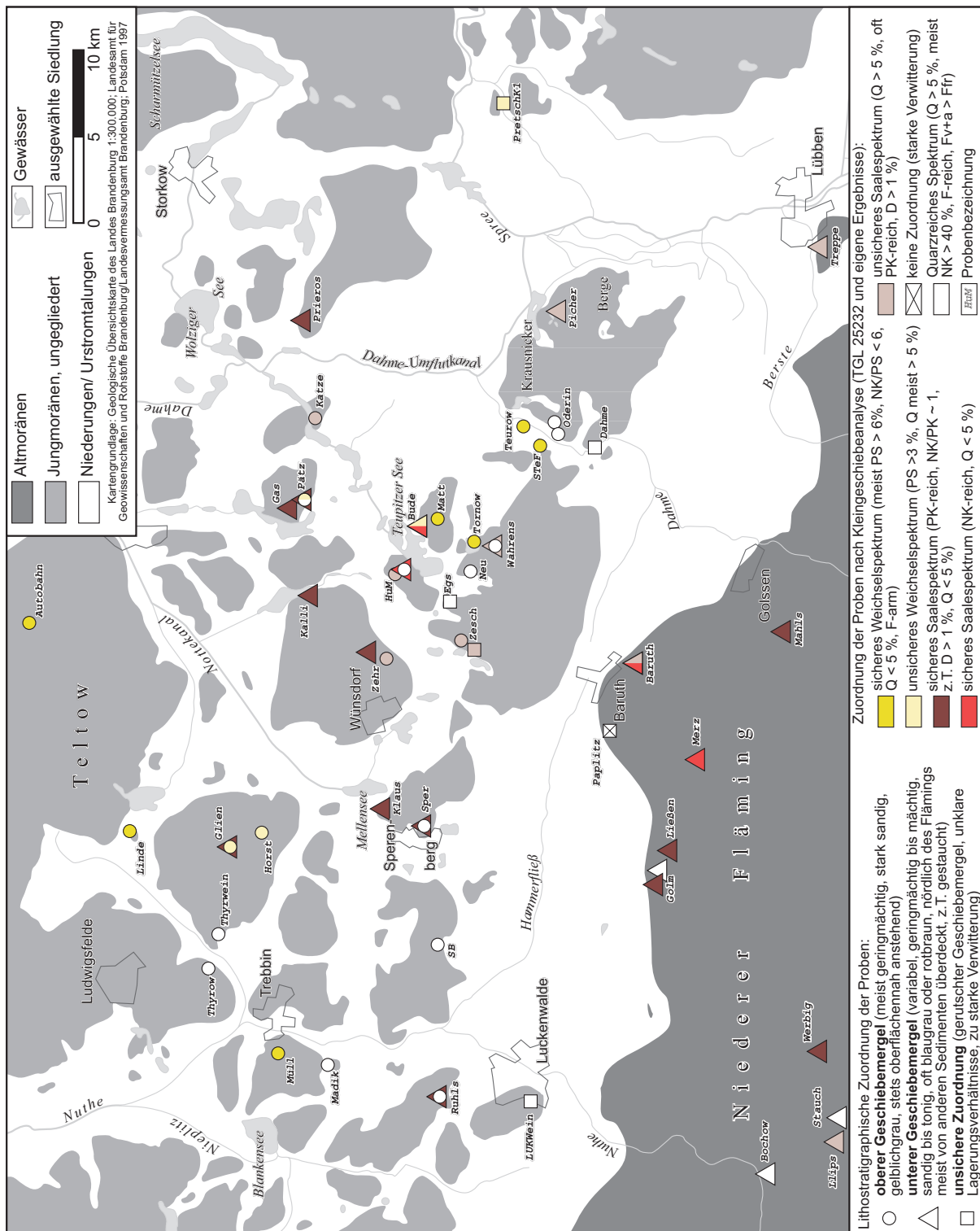


Abb. 64: Beprobte Geschiebemergel und Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse

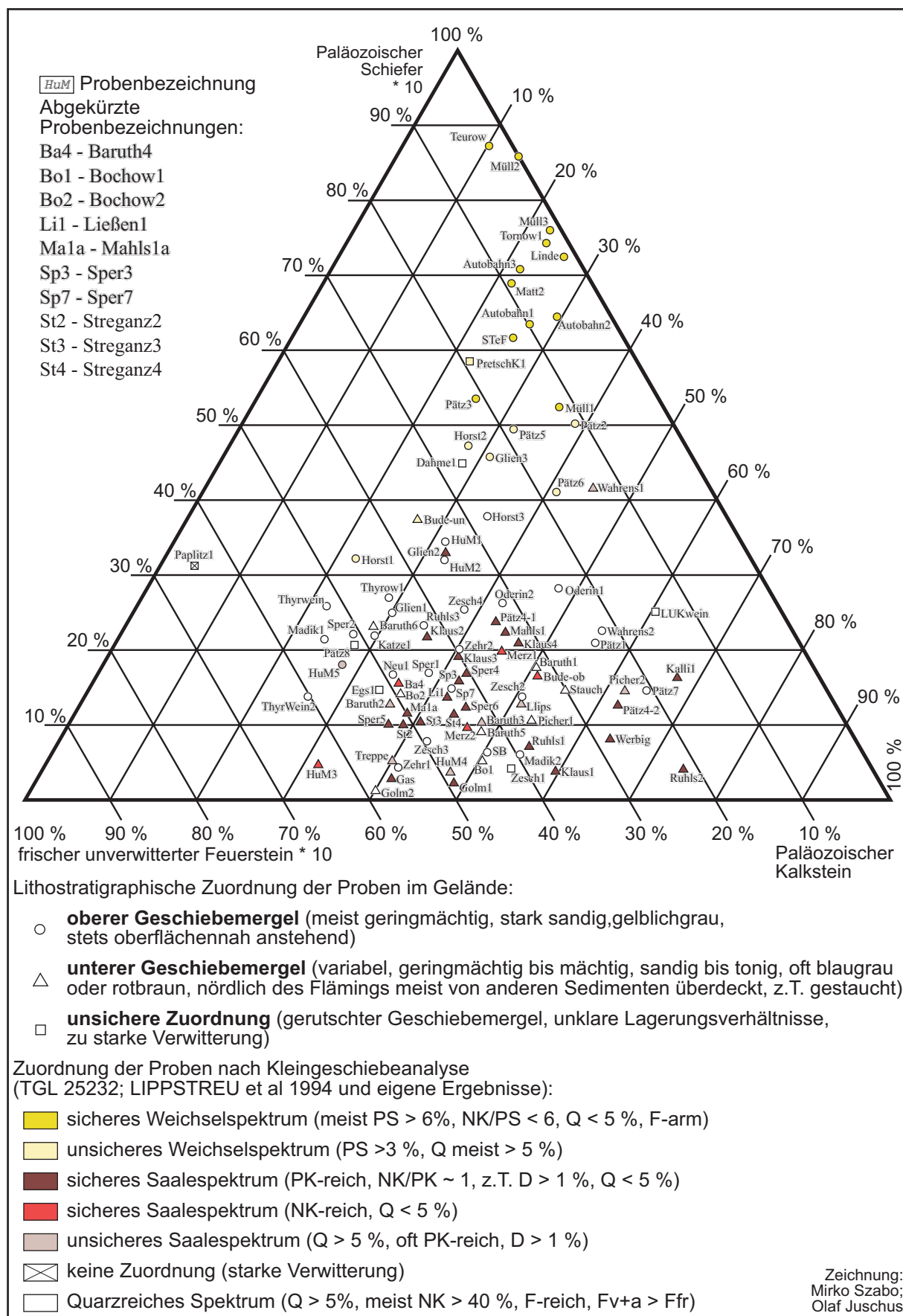


Abb. 65: Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen im Dreiecksdiagramm

Die Spektren der PK-reichen Proben besitzen folgende Eigenschaften:

- Das NK/PK-Verhältnis liegt meist um 1, kann aber auch deutlich unter 1 liegen.
- Oft aber nicht immer besitzen sie einen deutlichen Dolomitanteil, der dann meist über 1 % liegt.
- Feuerstein tritt meist zwischen 3 und 6 % Anteil auf, wobei die frischen Feuersteine vor den verwitterten und abgerollten überwiegen.
- Der Quarzanteil bleibt mit Werten um 5 % oder weniger relativ gering.
- Der Anteil an Paläozoischem Schieferton überschreitet zwar nie 6 %, liegt aber oft über 1 %, teilweise sogar über 3 %.

Tab. 6: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Mahls1a als Beispiel für PK-reiche saalezeitliche Geschiebemergel

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
38,3%	39,3%	3,5%	1,3%	5,7%	0,8%	8,0%	2,6%	0,6%	891	15

In den Tongruben Klausdorf konnte durch eine Leitgeschiebeanalyse des PK-reichen Tills eine nordöstliche Herkunft der Geschiebe belegt werden (siehe Abb. 66, S. 127). Die Zusammensetzung der Leitgeschiebe wird von baltischem Material dominiert. Neben den zahlreichen Åland-Gesteinen, meist Rapakiwi-Graniten, können die Dolomite als sicheres Kennzeichen für eine baltische Provenienz angesehen werden. Das häufige Vorkommen von Paläozoischem Kalkstein, besonders von Ostsee- und Beyrichienkalk, rundet das Bild ab. Die Streuung der Leitgeschiebe aus der Probe ist gering. Eine Kontamination mit fremden Material hat kaum stattgefunden. Lediglich die Dala-Sandsteine fallen aus dem Gesamteindruck heraus. Da diese Sandsteine in Skandinavien ein großes Verbreitungsgebiet besitzen, kann die Herkunft der Stücke aus der Probe durchaus eine andere sein, als in der Karte angegeben. Es ist interessant, dass die Kleingeschiebeprobe (Klaus1) aus dem Till nur einen Dolomit enthielt, obwohl die anderen Werte der Kleingeschiebeanalyse das Ergebnis der Leitgeschiebeanalyse unterstützen (sehr hoher Gehalt an Paläozoischem Kalkstein).

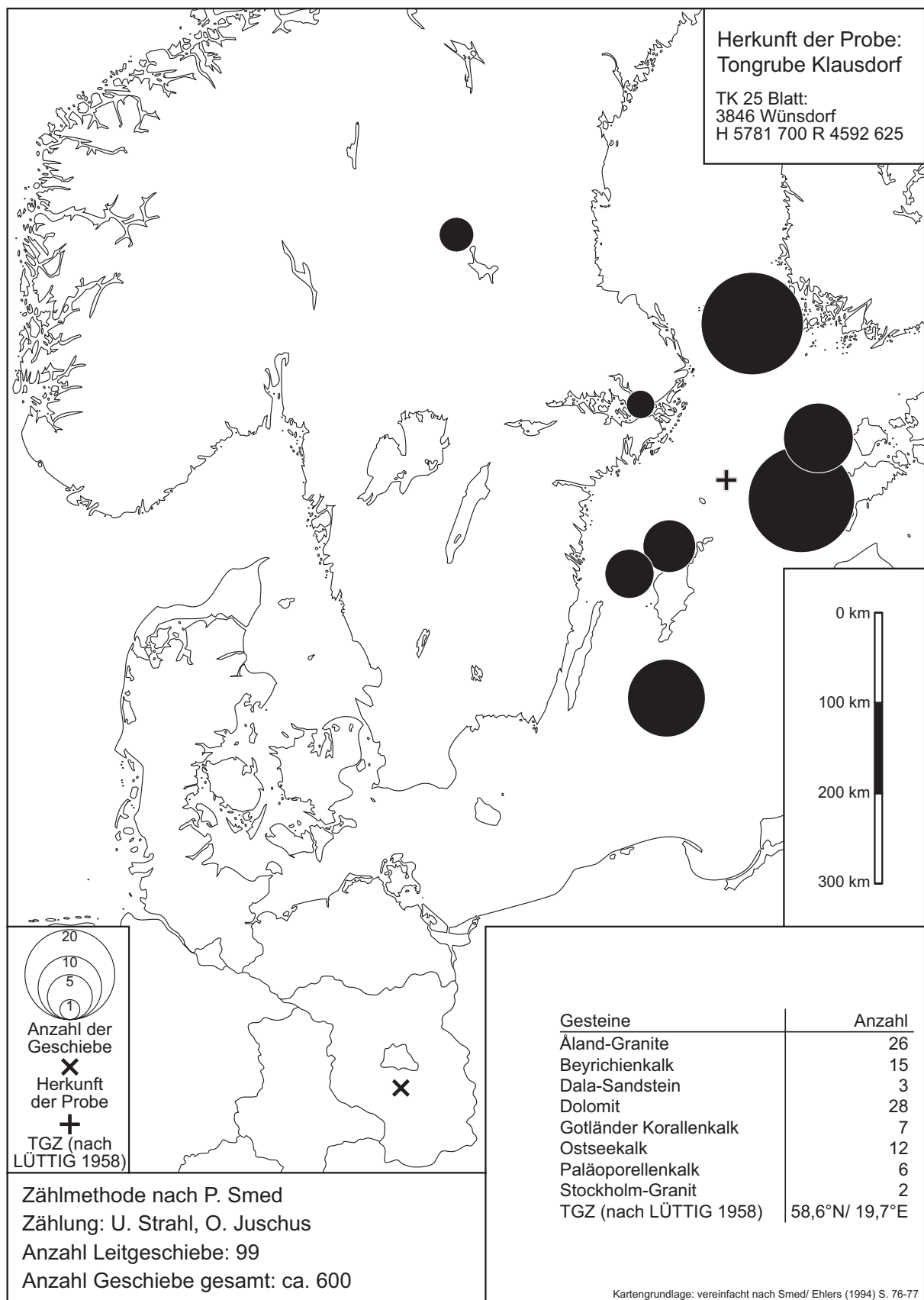


Abb. 66: Leitgeschiebezählung Tongrube Klausdorf

Das PK-reiche Kleingeschiebespektrum lässt sich deutlich von einer kristallinreichen Zusammensetzung trennen, die mehrfach nachgewiesen wurde.

- Nordisches Kristallin überwiegt vor dem Paläozoischen Kalk ($NK/PK \geq 1,25$).
- Dolomit fehlt meist.
- Der Anteil an Feuersteinen liegt um 5 % und darüber, wobei die frischen Flinte überwiegen.
- Der Gehalt an Sandsteinen übersteigt in allen Proben die 10 %-Marke.
- Der Quarzgehalt bewegt sich um 5 %.

Tab. 7: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Baruth4 als Beispiel für einen NK-reichen saalezeitlichen Geschiebemergel

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
40,4%	31,6%	0,0%	1,3%	7,3%	1,0%	12,9%	4,0%	1,4%	768	1

Neben den sicher saalezeitlichen Spektren traten wiederholt quarzreiche Kleingeschiebespektren auf:

- Neben dem Quarzgehalt (Anteil > 5 %) sind gleichzeitig die Gehalte anderer widerständiger Komponenten erhöht.
- Es finden sich häufig stark verfestigte Sandsteine.
- Der Feuersteingehalt liegt meist über 5 %. Abgerollte oder verwitterte Feuersteine überwiegen vor den frischen Flinten.
- Der Gehalt an Nordischem Kristallin liegt fast immer jenseits der 40 %-Marke.
- Die Proben sind an gering widerständigen Geschiebegruppen (PK, PS) verarmt.

Bei einem Quarzgehalt von mehr als 10 % wurde auf eine Einstufung der Probe verzichtet.

Da nicht nur die Anteile an Quarz erhöht sind, wird eine „statistische Bereinigung“ der Proben durch den Abzug des erhöhten Quarzanteiles abgelehnt. Der erhöhte Anteil widerständiger Komponenten wird mit der Aufnahme von liegendem glazifluvialen Material erklärt. Da sich in den Proben vereinzelt südliche Geschiebe, vor allem Lydit, befinden, stammt ein Teil des widerständigen Materials auch aus den Schottern des Berliner Elbelaufes (nach GENIESER 1955).

Tab. 8: Kurzergebnisse der Kleingeschiebezählungen Baruth1 (primär kristallinreich) und Picher1 (primär PK-reich) als Beispiele für quarzreiche saalezeitliche Geschiebemergel

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
48,7%	25,4%	0,0%	0,9%	3,6%	0,2%	10,5%	8,3%	2,3%	949	3
36,3%	31,0%	4,3%	0,7%	4,5%	0,2%	8,6%	8,7%	5,8%	584	0

Bei Quarzgehalten zwischen 5 und 10 % erfolgte die Zuordnung unter Vorbehalt. Wichtig war in diesen Fällen das Auftreten sicher saalezeitlicher Geschiebefraktionen, vor allem von Dolomit. Bei einem Dolomitgehalt von mehr als einem Prozent und/oder bei weiterhin hohen bis sehr hohen Anteilen an Paläozoischem Kalkstein kann die Zuordnung zum saalezeitlichen Geschiebespektrum weiterhin begründet werden. Bei den primär kristallinreichen Proben, zum Beispiel Baruth1 bis 6, ist die Zuordnung bei erhöhten Quarzgehalten schwerer. Sie gleichen dann in ihrer Zusammensetzung den quarzreichen Proben aus dem oberen Geschiebemergel und werden daher nicht zugeordnet.

Alle drei Geschiebespektren des unteren Tills wurden sowohl auf dem Fläming als auch nördlich davon im Jungmoränenland festgestellt. Dabei überwiegen bei den Proben, bei denen eine Zuordnung erfolgte, die PK-reichen und /oder dolomithaltigen Geschiebemergel vor den kristallinreichen.

4.5.5.3 Auswertung der Proben aus dem oberen Till

Im Gegensatz zum unteren ist der obere Geschiebemergel in den Profilen meist in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen. Allerdings waren viele Vorkommen des Tills stark angewittert. Die geringe Mächtigkeit des Geschiebemergels, verbunden mit seiner sandigen, wasserdurchlässigen Ausbildung begünstigte die Entkalkung. So mussten viele Proben aus dem Basisbereich des oberen Tills entnommen werden.

Innerhalb des Arbeitsgebietes können drei Kleingeschiebespektren des oberen Tills unterschieden werden, ein „normal“ weichselzeitliches, ein quarzreiches und ein saalezeitliches.

Das „normale“ weichselzeitliche Spektrum entspricht weitgehend der W-Fazies der TGL 25232:

- Die Proben sind reich an Paläozoischem Schiefertone. Der PS-Gehalt überschreitet meist 6 %. Der NK/PS-Wert liegt unter 6.
- Proben mit hohem Anteil an Schiefertonen besitzen innerhalb des Arbeitsgebietes meist nur wenige Feuersteine (< 2 %) und kaum Dolomite.
- Der Anteil an grünen Sandsteinen ist im Gegensatz zu den Proben von CEPEK (1994) nicht signifikant erhöht.

Tab. 9: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Autobahn2 als Beispiel für einen PS-reichen weichselzeitlichen Geschiebemergel

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	Ges.	Nb
36,1%	37,5%	0,0%	7,8%	1,6%	1,0%	12,8%	2,7%	0,6%	897	34

Sehr häufig enthielten Proben aus dem oberen Till mehr als 5 % Quarz, maximal waren es 31,4 % (Probe Madik1). Sie können anhand des Kleingeschiebespektrums nicht der Weichselvereisung zugeordnet werden. Nach der Lithostratigraphie im Gelände handelt es sich aber eindeutig um weichselzeitliche Ablagerungen. Die niedrigen Anteile an Paläozoischen Schiefertonen werden auch hier auf die Aufnahme des liegenden glazifluvialen Materials bei gleichzeitiger Verarmung an gering widerständigen Komponenten zurückgeführt. Dies bedingt auch die sandige Ausbildung des weichselzeitlichen Tills.

Der Verfälschungsgrad der Proben ist unterschiedlich. Die Grenzen zwischen den auswertbaren und verfälschten Proben sind daher fließend. Wiederholt besaßen Proben, trotz erhöhten Quarzgehaltes, Eigenschaften des weichselzeitlichen Geschiebespektrums. Der Anteil an Paläozoischem Schiefertone lag dann zwar unter 6 aber über 3 %. Diese Proben wurden als unsicher weichselzeitlich eingeordnet.

Die Kontamination des oberen Tills wird auch von der durchgeführten Leitgeschiebezählung in der Kiesgrube Pätz belegt (siehe Abb. 67, S. 131).

Tab. 10: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Pätz1 und Horst2 als Beispiele für quarzreiche weichselzeitliche Geschiebemergel

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
41,0%	29,7%	0,0%	1,1%	7,0%	0,2%	11,5%	8,3%	1,1%	529	20
37,1%	25,9%	0,0%	4,3%	5,7%	0,3%	10,4%	15,5%	0,9%	653	16

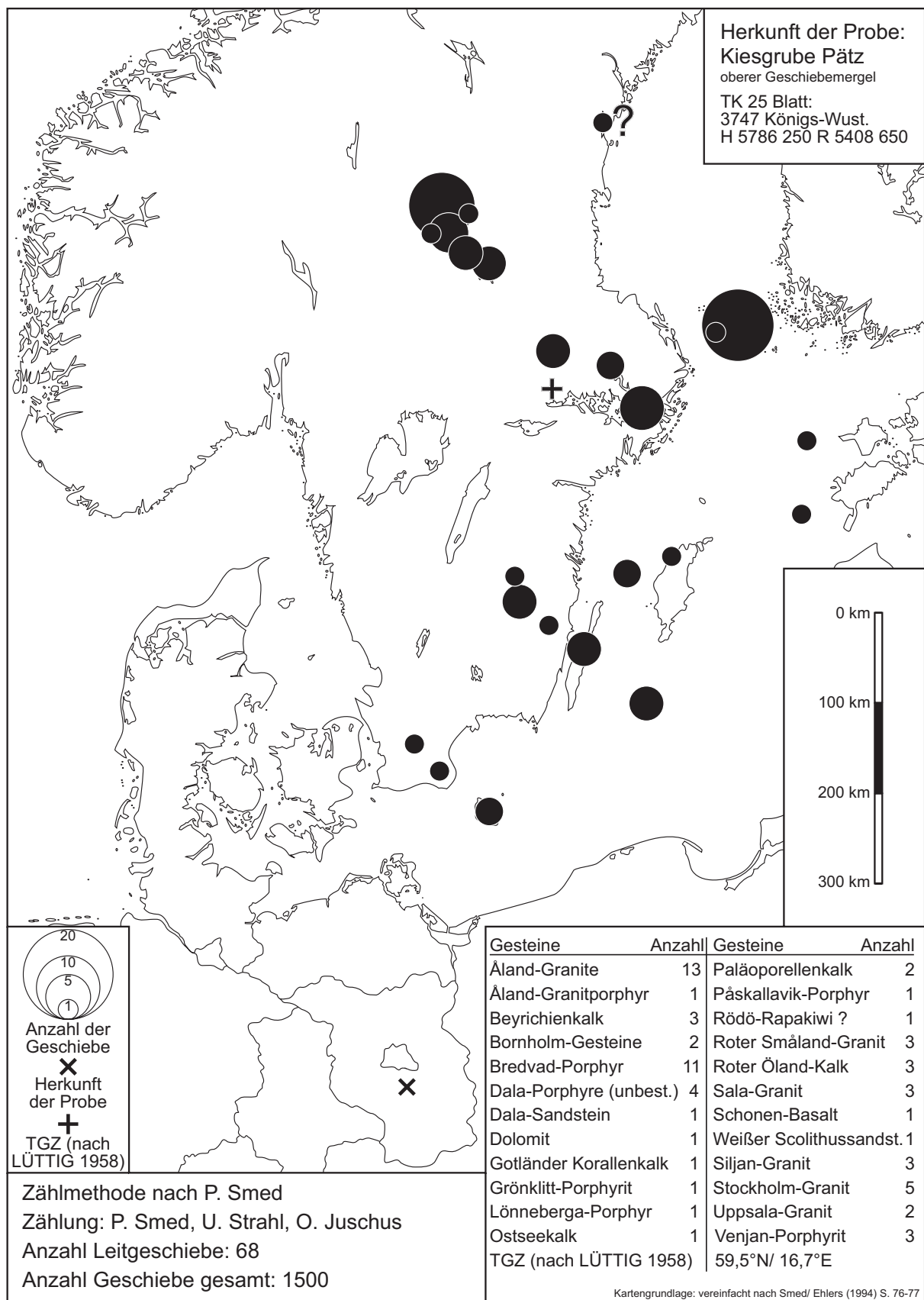


Abb. 67: Leitgeschiebezählung Kiesgrube Pätz – oberer Geschiebemergel

Insgesamt ergibt sich eine ostschwedische Geschiebezusammensetzung; die Streuung der Herkunftsgebiete ist jedoch relativ groß. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Dolomit, Beyrichien- und Ostseekalk, die eigentlich für eine baltische Herkunft sprechen. Sie können nur sekundär aufgenommen worden sein. Auch der hohe Anteil an Ålandgesteinen muss aus sekundärer Quelle stammen. Da der weichselzeitliche Till den saalezeitlichen direkt überlagert und auch wenige Kilometer nördlich saalezeitlicher Geschiebemergel in Hochlage ansteht (Probe Gas), ist die Aufnahme älteren Materials wahrscheinlich.

Dennoch kann aufgrund des hohen Anteiles schwedischer Geschiebe die Zuordnung des Tills zu einer nördlichen Provenienz als gesichert gelten. Der hohe Anteil an Geschieben aus der Provinz Dalarna gibt davon Zeugnis. Die grauen Uppland-Granite aus dem Gebiet um Stockholm und die Småländischen Geschiebe komplettieren das Bild.

Das dritte Spektrum des oberen, weichselzeitlichen Tills entspricht weitgehend einer saalezeitlichen Kleingeschiebezusammensetzung. Die Lösung des Widerspruches wird ebenfalls in der Aufnahme von liegendem Material durch das jüngste Inlandeis gesehen. Nur hat das Eis nicht die liegenden Schmelzwassersedimente, sondern saalezeitlichen Till aufgenommen. Dieses Spektrum kommt vor allem südlich der Wünsdorfer Platte mit ihrem hochliegenden saalezeitlichen Kern vor.

Insgesamt wurde in 22 Aufschlussprofilen der obere Geschiebemergel beprobt. Drei weitere Proben (Oderin1, STeF, Teurow) entstammen den Untersuchungen des Autors im Oderiner Becken (JUSCHUS in NITZ und NASS [Hrsg.] 1997). Von den insgesamt 26 Aufschlussprofilen besaßen nur die Proben aus 7 Profilen ein sicher weichselzeitliches Geschiebespektrum. In den anderen Profilen war der Geschiebemergel unterschiedlich stark kontaminiert.

Die Notwendigkeit der Kleingeschiebeanalyse wird durch das Ergebnis nicht in Frage gestellt, sondern bestätigt. Sie stellt die einzige Möglichkeit dar, solche Phänomene aufzuzeigen. Aufgrund des Mangels an größeren Aufschlüssen kann die Leitgeschiebezählung nur punktuell die Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse untermauern.

4.5.6 Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur Entstehung der Platten im Jungmoränenland südlich Berlins

Die Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage werden fast vollständig von Grundmoränenflächen bei geringmächtigem bis fehlendem weichselzeitlichen Geschiebemergel eingenommen.

Innerhalb des Arbeitsgebietes werden drei unterschiedliche Bautypen der Hochflächen ausgegliedert:

1. Hochflächen ohne weichselzeitliche Sedimente; saalezeitliche Ablagerungen (oft gestaucht) an der Erdoberfläche anstehend
2. Hochflächen mit geringmächtigen (max. 6 m) weichselzeitlichen Sedimenten über saalezeitlichen Sedimenten
3. Hochflächen mit mächtigen weichselzeitlichen Vorschüttsedimenten

Nördlich der Brandenburger Eisrandlage und südlich des Teltowplateaus existiert keine Rückzugsstaffel. Das weitgehende Fehlen von weichselzeitlichen Nachschüttsanden und morphologisch erkennbaren Eisrandlagen belegt diesen Sachverhalt. Weiterhin ist innerhalb des Untersuchungsgebietes nur ein weichselzeitlicher Till ausgebildet. Größere Oszillationen des Gletschers können damit ausgeschlossen werden. HERMSDORF (1995) kommt zu ähnlichen Schlussfolgerungen für das Teltowplateau. Daher kann die Existenz von Rückzugsstaffeln der Brandenburger Eisrandlage bis an das Berliner Urstromtal ausgeschlossen werden.

Das weichselzeitliche Inlandeis rückte im Arbeitsgebiet zunächst bis zur Linie des Maximalvorstoßes vor. Dabei hat das Eis die präexistente Landschaft – die saalezeitlich angelegten Plattenkerne und die mächtigen weichselzeitlichen Vorschüttbildungen – nur schwach modifiziert. Danach schmolz der Gletscherrand auf die Brandenburger Eisrandlage zurück. Bald nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage setzte der Eisnachschieb aus dem Norden aus. Es entstand ein breiter Gürtel stagnierenden Eises. Das Inlandeis taute innerhalb des gesamten Arbeitsgebietes großflächig nieder.

Der wichtigste Faktor bei der weichselzeitlichen Gestaltung der Hochflächen im Arbeitsgebiet war sowohl geologisch als auch morphologisch das Schmelzwasser

und nicht das Inlandeis. Der weichselzeitliche Gletscher wirkte meist gering auf den Untergrund ein.

Die Kleingeschiebefracht des weichselzeitlichen Tills wird innerhalb des Arbeitsgebietes von lokalem Material dominiert, welches aus dem Liegenden aufgenommen wurde.

4.6 Glaziale Rinnen im Jungmoränenland südlich Berlins

4.6.1 Zur Genese der Glazialen Rinnen im Arbeitsgebiet

Neben den Schmelzwasserabflussbahnen und den Platten bilden die Glazialen Rinnen das dritte wesentliche Element der Jungmoränenlandschaft südlich Berlins. Bei der Querung des Arbeitsgebietes von West nach Ost stößt man durchschnittlich alle 4 km auf eine Glaziale Rinne.

Zur Genese der Glazialen Rinnen im Arbeitsgebiet werden folgende Fakten angeführt:

- Die großen Rinnensysteme können jeweils bis zur Wurzel der großen Sander verfolgt werden. Das Schmelzwasser, welches die Sander aufschüttete, gelangte durch die Rinnen dorthin. Südlich der großen Rinnen schließt sich jeweils ein jüngerer Schlauchsander an, der ebenfalls von der Rinne gespeist wurde.
- Die geologischen und morphologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet belegen die geringe Wirksamkeit des jüngsten Inlandeises (siehe Kap. 4.5 ab S. 116). Das gilt auch für Aufschlüsse in unmittelbarer Nähe von Rinnen. Eine kräftige Exaration wird als Ursache der Rinnenbildung ausgeschlossen.
- Die mächtigen Vorschütt- und Sandersande im Arbeitsgebiet bezeugen die große Wirksamkeit der Schmelzwässer, die auch auf die Genese der Rinnen übertragen wird. Das in den Rinnen erodierte Material lagerte sich zusammen mit dem Material aus dem Inlandeis als glazifluviales Sediment subaerisch wieder ab.
- Das Vorkommen von Geschiebemergel an der Basis von Rinnen, wie in der Kuschkower Rinne bei Pretschen, steht nicht im Widerspruch zu ihrer glazifluvialen Genese. Für den Großteil der Rinnen – im Bereich der Talsandniederungen sogar für alle – muss eine Plombierung mit Toteis angenommen werden. Mit dem Gletschereis gelangt Moränenmaterial in die Rinne. Die Struktur des Tills bei Pretschen stützt diese Art der Entstehung.

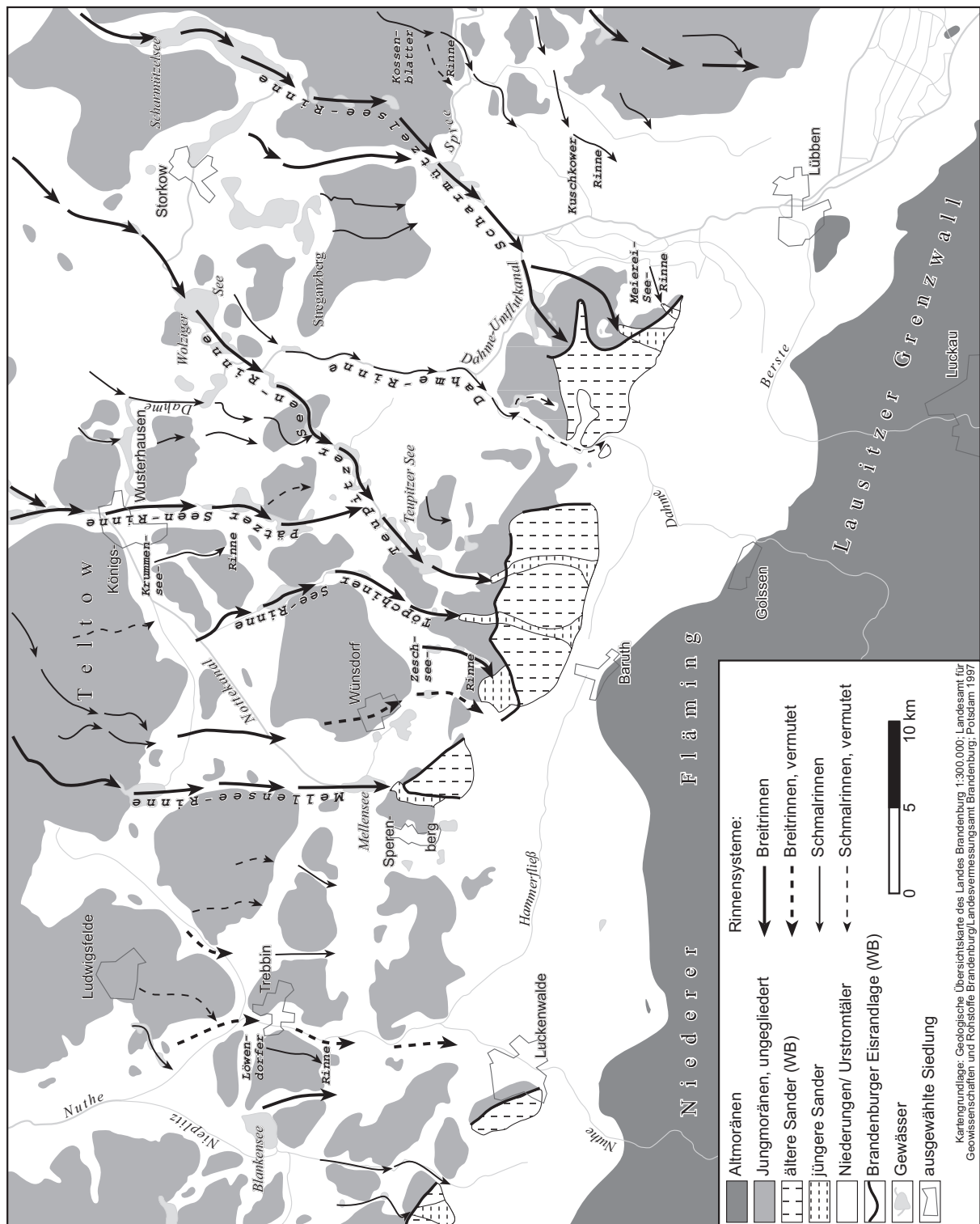


Abb. 68: Glaziale Rinnen im Jungmoränenland südlich Berlins

Die Ausräumung der Glazialen Rinnen bildete im Jungmoränenland südlich Berlins den wichtigsten Faktor bei der Anlage von tiefen Seebecken. Ein Großteil der heute existierenden Seen im Arbeitsgebiet liegt innerhalb von Rinnen.

Die Glazialen Rinnen innerhalb des Arbeitsgebietes werden nach ihrem morphologischen Erscheinungsbild in Breitrinnen und Schmalrinnen eingeordnet.

4.6.1.1 Breitrinnen

Breitrinnen, die deutlich mehr als 500 m breit sind, bildeten die subglazialen Hauptentwässerungsbahnen des Gletschers. Die längste Glaziale Rinne im Jungmoränenland südlich Berlins ist die Teupitzer See-Rinne. Über eine Entfernung von 45 km kann sie vom Neuendorfer Becken südlich von Teupitz über den Klein Köriser und Wolziger See bis nach Trebus bei Fürstenwalde verfolgt werden. Der Abzweig über die Pätzer See-Rinne nach Norden in das Berliner Stadtgebiet ist keinesfalls kürzer. Die Scharmützelsee-Rinne erreicht vergleichbare Dimensionen. Mit einer Breite bis zu 2 km erscheinen die Breitrinnen im Gelände wenig rinnenartig.

Ihre Entstehung wird mit der von SMED (1998) dargelegten Theorie zur Genese der „Rinnentäler“ erklärt: Der Schmelzwasserabfluss in den Rinne wiederholte sich jährlich, wobei sich der Abfluss von Jahr zu Jahr lateral verlagerte. In den Wintermonaten presste der Eisdruck die Rinnen weitgehend zusammen. Dadurch gelangte Gletschereis in die Rinnen. Im Sommer entstand die Rinne mit dem Ansteigen der Schmelzwassermenge wieder neu, aber nicht vollständig an der gleichen Stelle. Eine Breitrinne war demnach nie in ihrer ganzen Breite in Betrieb. Große Teile waren schon während ihrer Betriebszeit mit Toteis verfüllt.

Der letztgenannte Sachverhalt erklärt das im Arbeitsgebiet wiederholt auftretende Phänomen der Aufspaltung von Rinnen. Die sich bildenden Zweige vereinigen sich nach einer Laufstrecke von einem bis mehr als 10 km wieder².

Mit Ausnahme des Luckenwalder Sanders lassen sich im Rückland aller Sander Breitrinnen nachweisen, die an der Brandenburger Eisrandlage enden (siehe auch

² Die Aufspaltung der Pätzer Seen-Rinne in zwei parallel verlaufende Arme lässt sich auf der TK 1:25.000 Blatt 3747 Königs-Wusterhausen gut beobachten.

Kap. 4.2.6, S. 68). Der Zusammenhang Breitinnen – Sander wird auch in der bereits erwähnten Verknüpfung mit den jüngeren Sandern deutlich. Die Breitinnen waren auch nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage im Betrieb. Da seit dieser Zeit der Gletscher im Arbeitsgebiet stagnierte, ist für den finalen Abfluss ein Einsturz der Rinnendecke, verbunden mit einem subaerischen Abfluss des Schmelzwassers in der Rinne sehr wahrscheinlich.

Als wichtige Breitinnen sind innerhalb des Arbeitsgebietes zu nennen:

- Die Mellensee-Rinne: Sie lässt sich vom Teltow über den Rangsdorfer See bis an das Südennde des Mellensees verfolgen. Ihr Schmelzwasser schüttete den Fernneuendorfer Sander auf (Kap. 4.2.2, S. 59). Der Schlauchsander des Faulen Luches wurde ebenfalls von ihrem Wasser gespeist.
- Die Töpchiner See-Rinne: Sie setzt bei Mittenwalde ein und verläuft über Gallun, den Motzener und Töpchiner See. Eine Verlängerung nach Norden über undeutlich ausgebildete Rinnen auf dem Teltowplateau ist möglich, aber spekulativ. Das Gletschertor zum Baruther Sander befand sich südlich des Lebersees. Die Schmelzwässer aus der Rinne schnitten nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage den Radeländer Schlauchsander ein (Kap. 4.2.3, S. 61).
- Die Pätzer See-Rinne: Sie setzt im Berliner Stadtgebiet ein. Über Königs-Wusterhausen und den Zeesener See erreicht sie die Pätzer Seen. Südlich davon mündet sie bei Groß Köris in die Teupitzer See-Rinne.
- Die Teupitzer See-Rinne: Ihre Ausdehnung wurde bereits beschrieben. Sie hat neben der Töpchiner See-Rinne wesentlichen Anteil an der Aufschüttung des ausgedehnten Baruther Sanders (Kap. 4.2.3, S. 61). Ihr Gletschertor lag 1,5 km südlich von Neuendorf (Kap. 4.4.2.1, S. 99). Von dort lässt sich der Dornswalder Schlauchsander bis in das Baruther Urstromtal verfolgen.
- Die Scharmützelsee-Rinne: Wahrscheinlich schon auf der Hochfläche des Lebus einsetzend, kann diese Rinne ab dem Scharmützelsee über den Spring-, Gruben- und Godnasee bis zum Neuendorfer See gezogen werden. Von dort verläuft sie, aufgespalten in zwei Teilarme, zu den Krausnicker Bergen (Kap. 4.2.4, S. 64). Ihre Schmelzwässer schütteten den Brandsander auf. Das Wasser des südlichen Teilarmes bildete einen jüngeren Sander, der sich in die ältere Sanderfläche des Brand einschneidet.

Neben diesen deutlichen und ausgedehnten Rinnen existieren im Arbeitsgebiet relativ kurze oder undeutlich ausgebildete Breitrinnen:

- Die Rinne, die der Große Möggelinsee sowie die Zeschseen nachzeichnen, wird den Breitrinnen zugerechnet. Sie endet ebenfalls an der Brandenburger Eisrandlage. Der jüngere Sander südlich des Motzenberges (siehe beiliegende Karten nach S. 61) wurde von dieser Rinne aus geschüttet.
- Breit angelegt ist das Nuthetal zwischen Luckenwalde und Trebbin. Der von Süd nach Nord verlaufende Talzug ähnelt in seinem Verlauf einer Rinne. Da aber zwei wichtige Merkmale der Breitrinnen im Arbeitsgebiet nicht erfüllt werden – das ungleichsinnige Gefälle und die sichere Verbindung zu einem Sander – bleibt die Deutung des Nuthetals als Glaziale Rinne vorerst Hypothese.

4.6.1.2 Schmalrinnen

Schmalrinnen sind Glaziale Rinnen mit einer maximalen Breite von 500 m.

Die deutlich eingeschnittenen Schmalrinnen entsprechen am besten dem Idealbild einer durch subglaziale Wässer ausgeräumten Rinne, im Sinne des Tunneltalbegriffs. Die heute nachweisbare Länge der Schmalrinnen schwankt dabei erheblich und liegt zwischen 3 km (Rinne westlich von Löwendorf, siehe Abb. 116, S. 205) und 20 km (Dahmerinne, siehe auch BÖTTNER 1999).

Schmalrinnen erreichen nur zum Teil die Brandenburger Eisrandlage. Oft enden sie

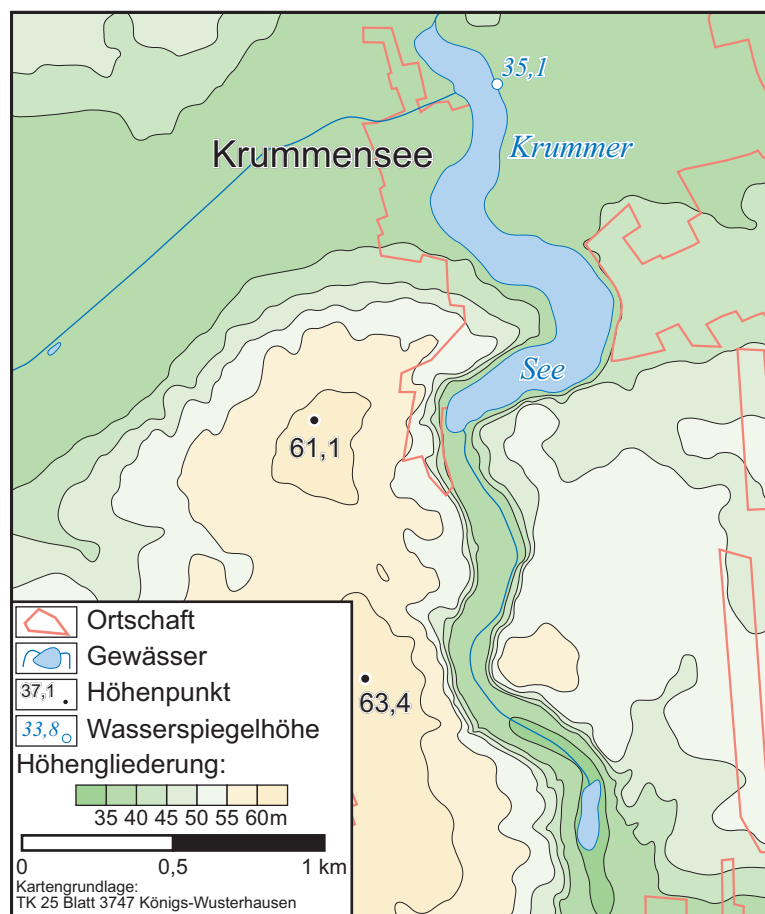


Abb. 69: Die Krummensee-Rinne

blind in ihrem Rückland. Mitunter münden sie in die Breitrinnen ein. Typisch ist das Bild einer Schmalrinne, die eine Platte kräftig zerschneidet, aber am Südrand der Hochfläche aussetzt. In der südlich sich anschließenden Talung kann sie dann nicht mehr oder kaum nachgewiesen werden. Die Krummensee-Rinne bei Königs-Wusterhausen in Abb. 69 endet am Südrand des Kartenblattes. Dies wird damit erklärt, dass entweder die Basis der Rinne nicht tiefer lag als das heutige Talsandniveau oder aber das plombierende Eis dort schnell abtaute. Das Schmelzwasser des Urstromes konnte die Rinne dann verschütten.

Eine Beziehung zu den Sandern ist bei den Schmalrinnen weniger deutlich als bei den Breitrinnen. Nur die Meiereisee-Rinne an den Krausnicker Bergen und die Dahmerinne können mit einem Sander verknüpft werden.

4.6.2 Zusammenfassung

Die Befunde innerhalb des Arbeitsgebietes sprechen für eine Entstehung der Glazialen Rinnen durch subglazial abfließendes Schmelzwasser. Eine Erklärung ihrer Genese durch Exaration wird abgelehnt.

Die Glazialen Rinnen im Arbeitsgebiet werden morphologisch in Schmal- und Breitrinnen untergliedert. Die Breitrinnen bildeten dabei das Grundgerüst der subglazialen Entwässerung und lassen sich mit den proglazialen Sandern verknüpfen.

4.7 Untersuchungen zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung des Gewässernetzes im Jungmoränenland südlich Berlins

4.7.1 Einleitung

Die Genese des Gewässernetzes schließt chronologisch an die glaziale und glazifluviale Formung des Arbeitsgebietes an. Mit dem Abschmelzen des Inlandeises und der endgültigen Verlagerung des Urstromes in das Berliner Urstromtal, etablierten sich die Gewässer in der jungen Landschaft neu. Die wichtigsten Elemente des natürlichen Gewässernetzes, die Seen und die Fließgewässer, bestimmen dabei die Forschungsrichtung.

An ausgewählten Beispielen wurde untersucht, inwieweit die in der Literatur (MARCINEK 1968) beschriebenen Phasen der Gewässernetzentwicklung innerhalb des Arbeitsgebietes belegt werden können.

Als Stillgewässer wird der Töpchiner See beschrieben, als Fließgewässer die Spree. Für die Untersuchungen zur Spreegeschichte wurden Bohrungen in limnischen Sedimenten niedergebracht. Deren Ergebnisse lassen außer der unmittelbaren Datierung der Spreealtläufe auch Rückschlüsse auf die lokale Seenentwicklung zu.

In den vorangegangenen Kapiteln wurde bereits mehrmals auf Teilaspekte der Gewässernetzentwicklung eingegangen. Im Kapitel 4.1.1.1 (ab S. 37) wurde der Stülper See, eine der Toteishohlformen im Baruther Urstromtal, beschrieben. Die Besonderheiten der Trockentäler am Nordrand des Fläming, die im Rahmen der spätglazialen Entwicklung in das Gewässernetz mit einzubeziehen sind, wurden ab Seite 48 (Kap. 4.1.4) erläutert. Weiterhin lieferte die Untersuchung der Urstromtalentwicklung um Luckenwalde neue Erkenntnisse zur spätglazialen Entwicklung der Nuthe (Kap. 4.3.3.3, S. 78).

Zur Flussgeschichte der Dahme innerhalb der Talsandfläche von Märkisch Buchholz liegt die aktuelle Untersuchung von BÖTTNER (1999, siehe Kap. 2.4, S. 28) vor.

4.7.2 Der Töpchiner See

4.7.2.1 Beschreibung des Seebeckens

Der Töpchiner See ist ein typischer See im Rückland der Brandenburger Eisrandlage. Wie die meisten Seen im Arbeitsgebiet liegt er innerhalb einer Glazialen Rinne. Sie wurde ursprünglich von Nord nach Süd durchflossen. Mit dem weiteren Rückschmelzen des Inlandeises querte im Bereich von Töpchin ein urstromartiger Schmelzwasserabfluss das Gebiet der Rinne von Ost nach West (siehe Abb. 70). Das Areal des Töpchiner Sees muss zu dieser Zeit mit Toteis plombiert gewesen sein. Wahrscheinlich mit dem Tieftauprozess des Toteises änderte sich im Spätglazial die Entwässerungsrichtung erneut. Von der Ost-West- schwenkte sie auf die noch heute bestehende Süd-Nordrichtung um. Die Rinne wird gegenwärtig entgegen ihrer ursprünglichen Fließrichtung entwässert. Diese Dynamik verdeutlicht die extreme Instabilität des spätglazialen Gewässernetzes im Jungmoränenland.

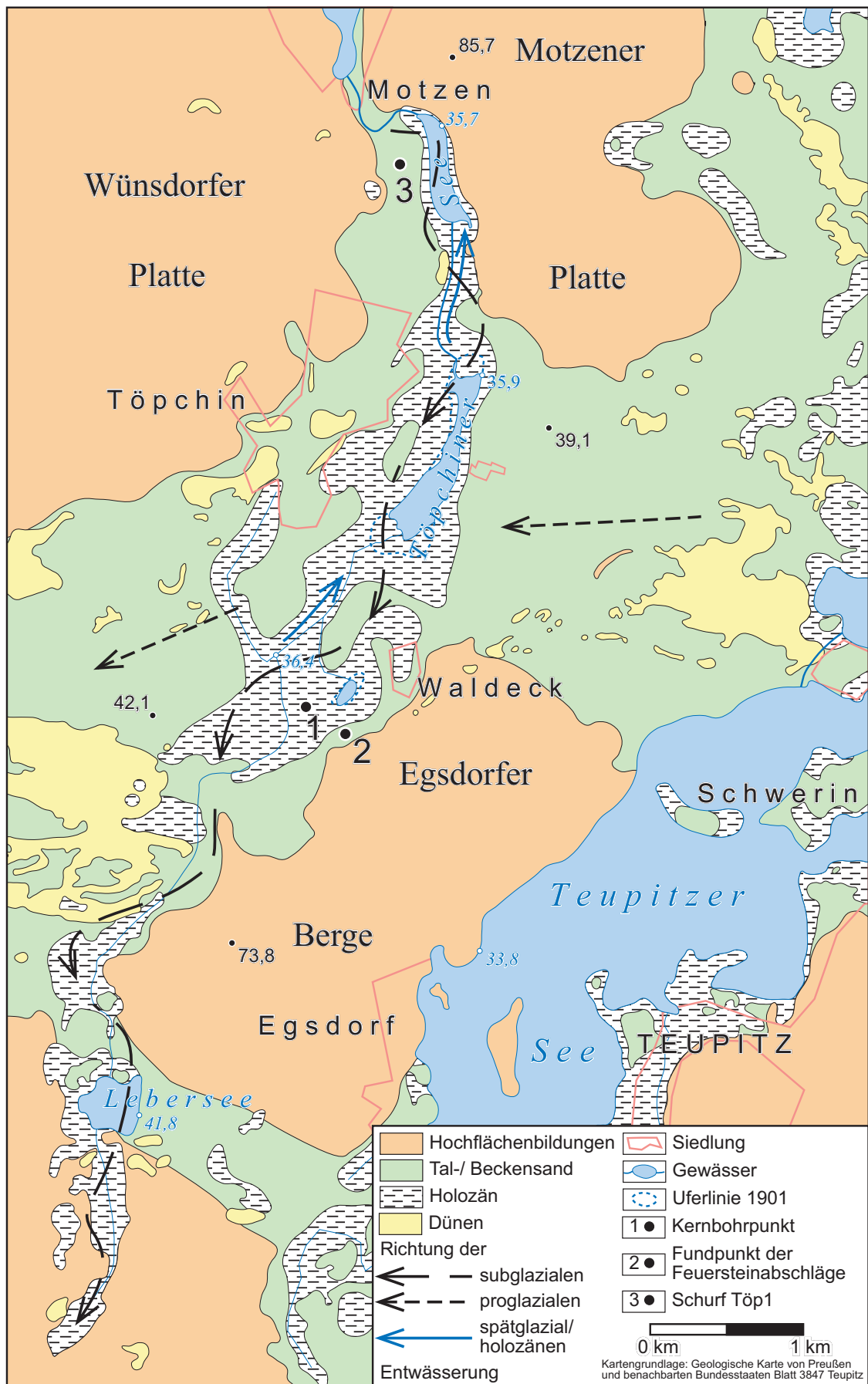


Abb. 70: Vereinfachte Geologische Karte der Umgebung von Töpchin

Ein großer Teil der heutigen Verlandungsmoore – auch der Kernbohrpunkt – war bis in das 19. Jahrhundert hinein noch Seefläche. Die Absenkung des Seespiegels um über einen Meter teilte den Töpchiner See in drei heute getrennte Seebecken. Besonders die beiden südlichen Wasserflächen unterlagen deshalb in den letzten Jahrzehnten einer starken Verlandung.

Die Verlandungsmoore wurden auf ihre Mächtigkeit hin untersucht. Dabei zeigte sich, dass der Großteil der Flächen nur eine geringmächtige Torf- und Muddeauflage besitzt, die 3 Meter nur selten überschreitet. Lediglich westlich des Ortsteiles Waldeck besitzt der Zentralteil des Moores große bis sehr große Mächtigkeiten der spätglazialen und holozänen Sedimente. Wahrscheinlich sind auch die Bereiche der heute noch existierenden Wasserflächen und ihre unmittelbare Umgebung tiefer vermoort. Durch die Bohrungen wurde ein starkes Einfallen der Muddebasis festgestellt. Auf 20 m Horizontalentfernung fällt die Basis über 10 m beckenwärts ein. Die Mächtigkeit der limnischen Sedimente stieg dabei von 3,50 m auf 14,06 m. In den zentralen Moorbereichen 50 m nördlich des Kernbohrpunktes liegt die Muddebasis deutlich unter 15 m Tiefe. Sie konnte mehrmals nicht erfasst werden.

Tab. 11: Schichtverzeichnis Bohrung Töpchin K1

Bohrung TÖP K1		TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5781 250 R 5402 875; 36,5 m ü. NN
Tiefe in cm	Substrat	Bemerkung
0–90	Torf	Schilf-Seggentorf, sehr locker gelagert
90–183	Kalkmudde	grau, Der gesamte Muddekörper ist vivianithaltig.
183–210	Organomudde	gallertartig, kalkhaltig, grau
210–240	Kalkmudde	laminiert, gallertartig
240–370	Organomudde	kalkarm bis -frei, gallertartig, graubraun
370–410	Kalkmudde	dunkelgrau, gallertartig
410–440	Organomudde	dunkelgrau
440–480	Kalkmudde	dunkelgrau, gallertartig
480–540	Organomudde	dunkelgrau, kalkarm bis -frei, gallertartig
540–1340	Kalkmudde	grau bis dunkelgrau
1340–1372	Kalkmudde	dunkelgrau/schwarz
1354	Laacher-See-Tephra	2–3 mm mächtig
1372–1405	Kalksapropel	schwarz, faulig riechend, zum Liegenden zunehmend sandig
1405–1406	Kalkmudde	stark sandig
ab 1406	Fein- bis Mittelsand	humos, grau, mit Rest einer Koniferenwurzel

Der Kern der Bohrung TÖP K 1 (Tab. 11) wurde ab 10,30 m für eine Pollenanalyse beprobt. Die Proben wurden von Prof. em. Lange ausgezählt.

4.7.2.2 Das Pollendiagramm der Bohrung TÖP K1

Das Pollendiagramm setzt sicher in der Älteren Dryas (PZ I) ein (siehe Pollendiagramm Bohrung Töpchin K1). Eventuell ist mit der untersten Probe an der Basis des Kernes noch das Ende des Bölling erfasst worden. Die ^{14}C -Analyse von Wurzelresten an der Basis hat mit einem kalibrierten Alter von 15390–12360 Jahren das Alter bestätigt. Auch wenn aufgrund des hohen Fehlerwertes keine genaue Einordnung in einen konkreten Abschnitt des Spätglazials erfolgen kann, liegt der Übergang Bölling/Ältere Dryas genau in der Mitte der angegebenen Zeitspanne. Nach Mitteilung von Prof. MAI (Museum für Naturkunde zu Berlin – 1997) handelt es sich bei den Wurzelresten um Koniferenholz, wahrscheinlich *Pinus*.

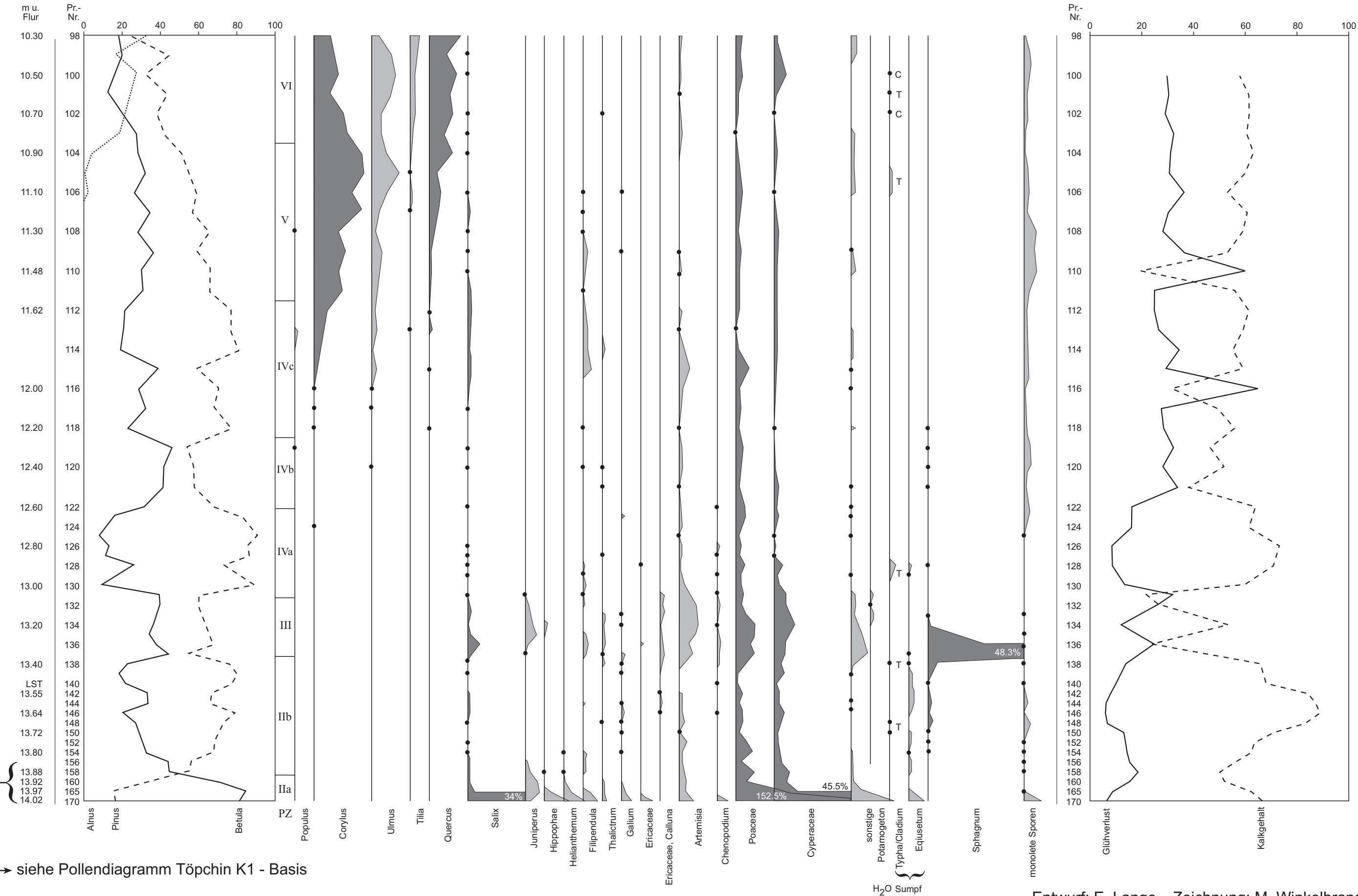
Die Ältere Dryas ist mit 7 cm geringmächtig ausgebildet. Zwergsträucher und Sträucher (*Helianthemum*, *Ericaceae*, *Salix*) bestimmen das waldlose Vegetationsbild; die Krautschicht ist unter den lichten Verhältnissen gut entwickelt. Mit Probe 167 erreicht *Juniperus* einen Maximalwert und leitet über zum Beginn des älteren Alleröds (PZ IIa). Gleichzeitig steigt der Glühverlust in den Proben von Werten um 5–6 % auf über 8 % an (siehe Abb. 137, S. 234). Die Kurven von *Salix* und von krautigen Sippen sind rückläufig. *Betula* gewinnt zunächst die Oberhand, gibt sie in der darauffolgenden Subzone IIb (ab Probe 159) aber an *Pinus* ab. Es entwickelt sich ein Birken-Kiefernwald. Die Laacher-See-Tephra ist im Profil zwischen den Proben 141 und 142 eindeutig im oberen Alleröd lokalisiert. Interessant ist, dass in der Bohrung mit dem Eintrag der Tephra der Karbonatgehalt der Proben von 84 auf 63 % zurückgeht (siehe Abb. 137), und die hohen Werte auch bis zum Ende des Alleröds (Probe 138) nicht wieder erreicht werden. Das gleiche Phänomen trat auch in der Bohrung Stülpe K1 auf (siehe Kap. 4.1.1.1, S. 37).

Den Beginn der Jüngeren Dryas (PZ III) ab Probe 137 kennzeichnet eine weitere Zäsur. Die Pollengehalte von *Juniperus*, *Salix*, *Hippophae*, *Helianthemum* und besonders *Artemisia* setzen wieder ein oder steigen deutlich an. Die *Pinus*-Kurve fällt zwar ebenso deutlich ab, sie dominiert aber trotzdem vor *Betula*. Sehr auffällig ist im Diagramm der extrem ausgeprägte *Sphagnum*-Gipfel zu Beginn der PZ III, der noch vor dem Präboreal abklingt. *Sphagnum*-Reste in den Proben belegen ihr Vorkommen

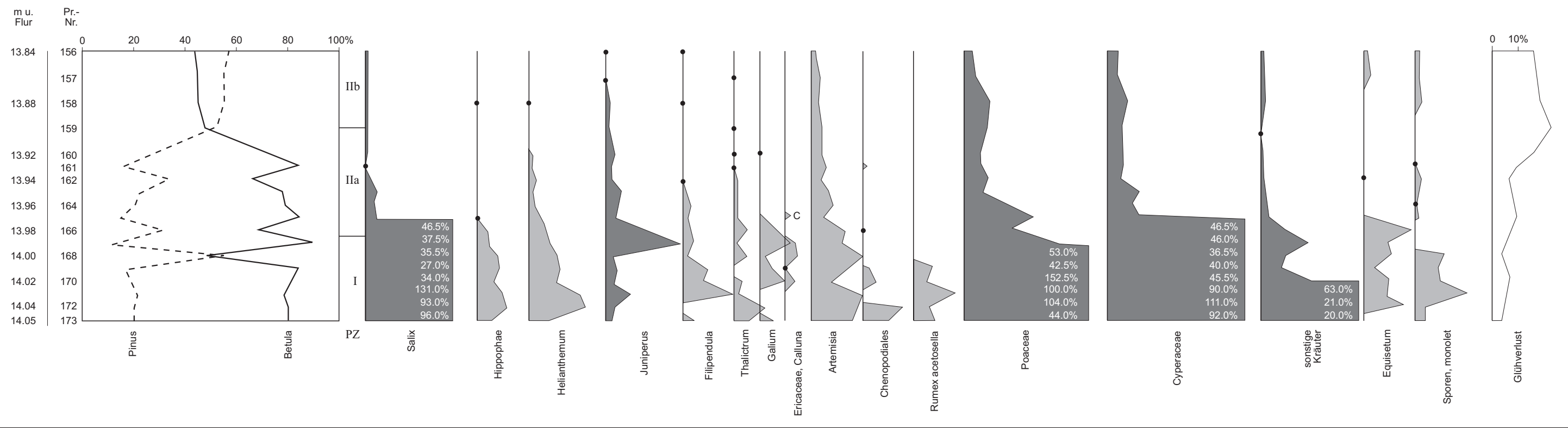
Pollendiagramm Bohrung Töpchin K1

TK25 Blatt 3847 Teupitz H: 5781250 R: 5402875 Höhe: 36,5 m

Pollenanalyse: E. Lange



Pollendiagramm Bohrung Töpchin K1 - Basisdiagramm



Entwurf: E. Lange Zeichnung: M. Winkelbrandt

in unmittelbarer Nähe des Bohrpunktes. Prof. Lange führt den Gipfel auf eine relative Versauerung und Oligotrophierung der Umgebung zu Beginn der Jüngeren Dryas zurück. Der starke Rückgang der Kalkgehalte in den betreffenden Proben ist ein Indiz dafür. Der gleichzeitige Anstieg der Glühverluste wird aufgrund des verminderten Karbonatniederschlages nur relativ gewesen sein. Ebenso rasch steigen mit dem Ende der Jüngeren Dryas die Karbonatgehalte der Proben wieder kräftig an. Mit 30 cm Mächtigkeit ist die Jüngere Dryas relativ geringmächtig.

Im Gegensatz zur Jüngeren Dryas ist das Präboreal (ab Probe 130) mit knapp 1,5 m außergewöhnlich mächtig. Die gute Ausbildung des Präboreals lässt eine deutliche Dreiteilung dieses Abschnittes erkennen. Auf die anfängliche Erwärmung (IVa) folgt eine leichte Abkühlung (IVb), bis sich dann mit der Subzone IVc die Erwärmung endgültig durchsetzt. Bei der Subzone IVa handelt es sich um die Frieslandsschwankung, der kühlere Abschnitt IVb dürfte die Rammelbeek-Phase (nach BEHRE in BERGLUND, BIRKS, RALSKA-JASIEWICZOWA, WRIGHT 1996) repräsentieren. Zum Ende des Präboreals tauchen mit *Corylus*, *Ulmus* und *Quercus* thermophile Elemente im Diagramm auf.

Das deutliche Maximum von *Corylus* kennzeichnet das darauf folgende Boreal (PZ V). Die Gattungen des Eichenmischwaldes (*Quercus*, *Ulmus* und später *Tilia*) breiten sich weiter aus. Zum Ende des Boreals erscheint *Alnus*. Ihr weiteres Ansteigen setzt mit der Probe 103 den Anfang des Älteren Atlantikums (PZ VI), das vom Kiefern-Eichenmischwald beherrscht wird.

Da die folgenden 10,3 m des Bohrprofiles den Zeitabschnitt vom Atlantikum bis zum Subatlantikum enthalten, ist abschätzbar, dass die Sedimentationsraten im jüngeren Holozän deutlich über den Raten des älteren Holozäns und des Spätglazials liegen. Die Sedimentation setzt sich zunächst mit der Ablagerung von Kalkmudden fort. Wiederholt sind Schichten mit höherem organischen Anteil eingeschaltet. Zum Hangenden hin (ab Probe 65) werden die Schwankungen des Karbonatgehaltes größer, teilweise setzt er ganz aus. Es bildeten sich Organomudden. Inwieweit die Schwankungen anthropogenen Ursprungs sind, lässt sich nur mutmaßen.

Die obersten 90 cm Torf lagern extrem locker. Es handelt sich um Bildungen, die jünger als 150 Jahre sind, als mit der Seespiegelabsenkung der Bereich der Kernbohrung verlandete.

4.7.3 Zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung der Spree im Unterspreewald

4.7.3.1 Einleitung

Anders als Dahme und Nuthe entspringt die Spree nicht im Tiefland. Ihre Quellen befinden sich im Lausitzer Bergland. Das Breslau-Magdeburg-Bremer (Lausitzer) Urstromtal querend, durchbricht sie den Niederlausitzer Grenzwall. Nördlich von Cottbus mündet sie auf einem großen Schwemmkegel in das Baruther Urstromtal ein. CEPEK (1965) datierte den Durchbruch der Spree durch den Grenzwall auf die Zeit der Brandenburger Eisrandlage (siehe Literaturdiskussion Kap. 2.4, S. 26).

Nach dem Verlassen des Schwemmsandfächers beginnt die charakteristische Flusslaufverzweigung der Spree. Sie stellt als Spreewald eine der bekanntesten Niederungslandschaften in Deutschland dar. Mit der Stadt Lübben im Zentrum teilt sie sich in den Ober- und Unterspreewald auf. Anders als der Oberspreewald, der im Baruther Urstromtal liegt, befindet sich der kleinere Unterspreewald vollständig im Rückland der Brandenburger Eisrandlage. Der Durchbruch der Spree durch die Eisrandlage wurde ihr durch Schmelzwässer, die in diesem Gebiet aus dem Urstromtal ausbrachen, vorgezeichnet (Kap. 4.3.3.5, S. 81). Die Fortsetzung der Abflussbahn kann über die Talsandfläche von Märkisch Buchholz bis in das Berliner Urstromtal gezogen werden (Kap. 4.3.4.4 ab S. 87). Dennoch benutzt die Spree diesen Abflussweg nur bis zum Unterspreewald. Unmittelbar nördlich davon wendet sich der Fluss nach Osten. In der Brieschter Talung (Abb. 2, S. 7) behält er 15 km die östliche Richtung bei, bevor er in der Schwielochseerinne wieder nach Norden einschwenkt. Am nördlichen Ende der Rinne erreicht der Fluss das Berliner Urstromtal, um dessen Gefälle bis zur Mündung zu folgen.

Als hilfreich bei der Erforschung der fossilen Spreeläufe erwies sich die Tatsache, dass der heutige Unterspreewald mit seinen aktiven Laufverzweigungen weniger als halb so breit ist wie die Talsandniederung, in der er liegt. Die zeitlich aufeinanderfolgenden Altläufe der Spree sind innerhalb der 9 km breiten Talsandniederung auch räumlich voneinander getrennt. Die Flussbetten der Urspreewalden wurden so zumindest teilweise vor jüngerer Zerstörung bewahrt. Mit dem Begriff „Urspreewald“, eine Anlehnung an LEMBKE (1936), werden nachfolgend alle Altläufe der Spree bezeichnet, die in Verlauf und/oder Gerinnebettentwicklung von der heutigen Spree deutlich abweichen.

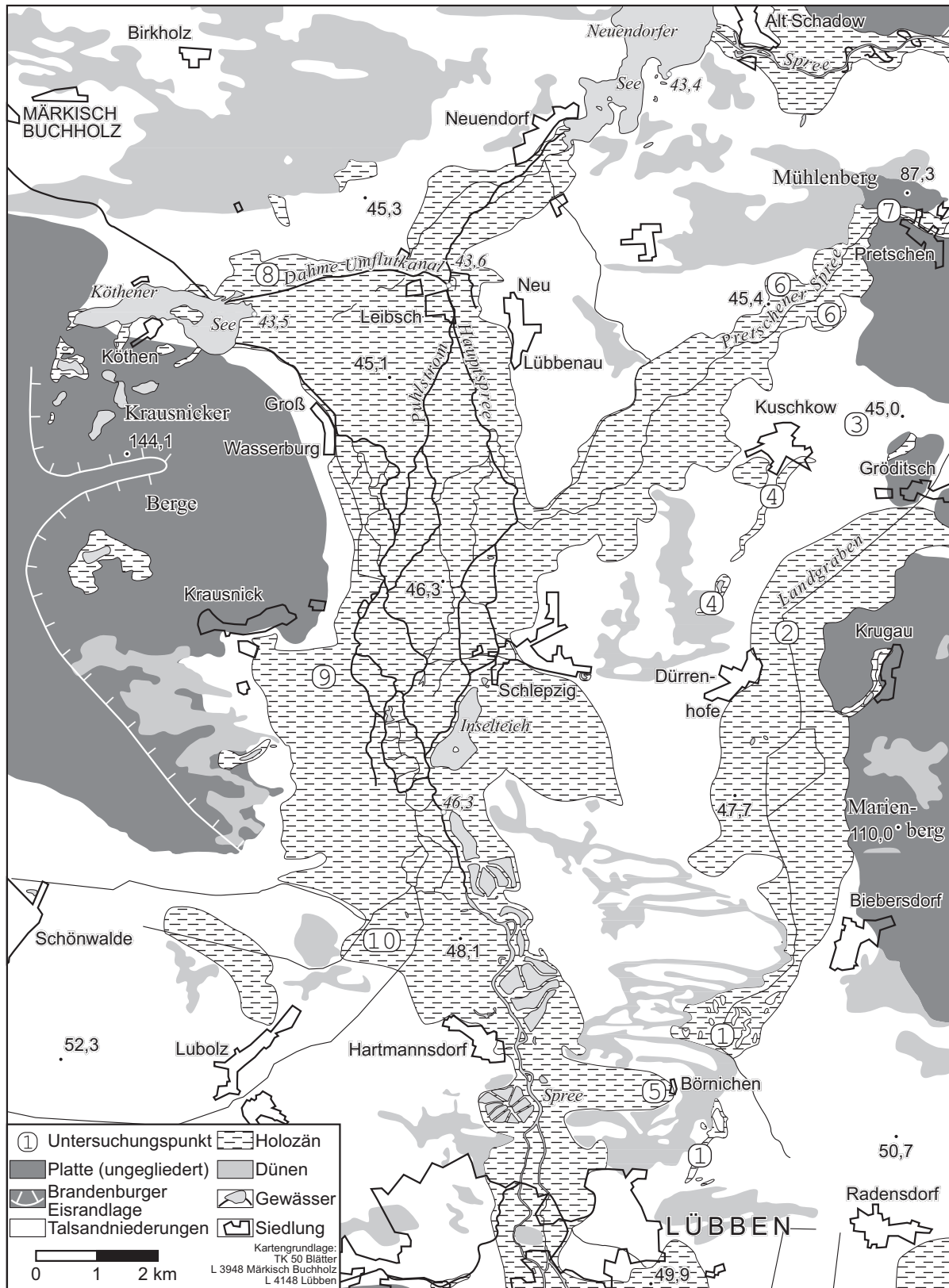


Abb. 71: Übersicht zum Unterspreewald

4.7.3.2 Die *braided river*-Strukturen der Landgraben-Urspre

Als älteste nachweisbare Generation von Altläufen der Spree sind entlang des heutigen Landgrabens *braided river*-Strukturen nachweisbar, die als Landgraben-Urspre bezeichnet werden. Die Anlage der Landgrabenniederung, die etwa 5 km nordöstlich von Lübben beginnt und über Dürrenhofe und Gröditsch in nördlicher Richtung verläuft, erfolgte periglazial-fluvial. Zwischen dem Beginn der Landgrabenniederung und dem Stadtzentrum von Lübben lassen sich östlich von Börnichen weitere, zum Teil von Dünen überwehte, rinnenartige Strukturen nachweisen, die ebenfalls als fossile *braided river*-Flussbetten gedeutet werden (Untersuchungspunkt 1 – siehe Abb. 71, S. 146). Der Verlauf der Landgraben-Urspre zweigte bei Lübben von dem der rezenten Spree ab. Die Ursache der Spreeablenkung bei Lübben wird in den Dünenzügen gesehen, die im Stadtgebiet und nördlich der Stadt den rezenten Flusslauf queren. Der direkte Weg von Lübben nach Norden wurde zu dieser Zeit noch durch die Dünen blockiert.

Die holozäne Torfakkumulation hat innerhalb der Landgrabenniederung bei Dürrenhofe den größten Teil der Altläufe verdeckt, auch wenn die Torfauflage nicht die Mächtigkeit von 50 cm überschreitet (Punkt 2 – Abb. 71). Das *braided river*-System der Landgraben-Urspre ist lediglich östlich und nordöstlich von Kuschkow direkt beobachtbar, wo der Verlauf des heutigen Landgrabens und der Urspre voneinander abweichen (Punkt 3). Etwa 5 km nordöstlich von Kuschkow konnten unter Waldbedeckung weitere *braided river*-Strukturen nachgewiesen werden (TK 25 Blatt 3950 Groß Leuthen Zentrum: H 5774 075 R 5434 375). Der Fluss benutzte zu dieser Zeit bereits das Brieschter Tal und die Schwiellochseerinne. Der Verlauf der Landgraben-Urspre war von der Talsandniederung des Unterspreewaldes aus eindeutig nach Osten gerichtet.

Zwischen Gröditsch und Kuschkow bildet die Landgraben-Urspre eine durchschnittlich 500 m breite Zone verwilderter Flussläufe, die sich minimal auf etwa 200 m verengt, aber auch 1 km Breite erreichen kann (siehe Abb. 72, S. 148). Die ältesten Flussläufe grenzen mit einer oft undeutlichen Stufe an das nur wenige Dezimeter höher gelegene Talsandniveau des Unterspreewaldes. Ursprünglich waren sie sicher etwas tiefer eingeschnitten, da Bohrungen eine Füllung der Altläufe mit periglazialen, wahrscheinlich äolischen Sedimenten, nachweisen konnten.

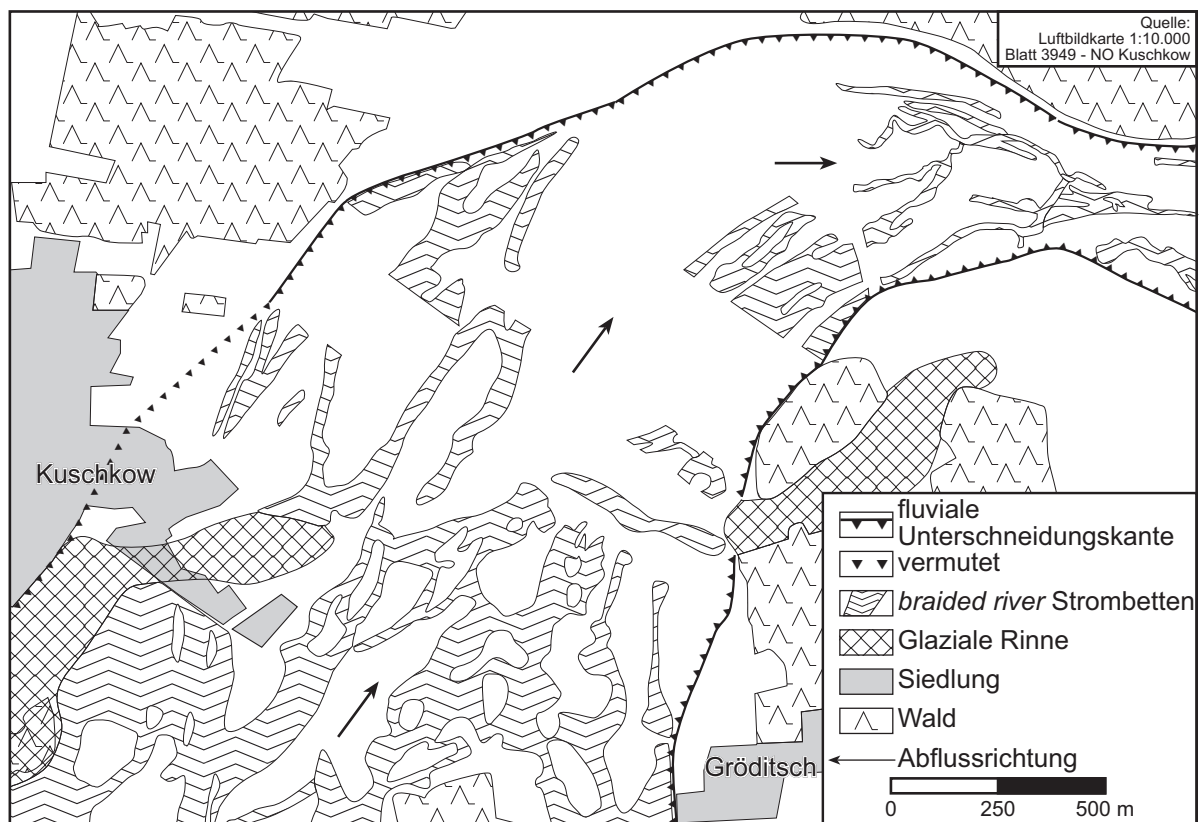
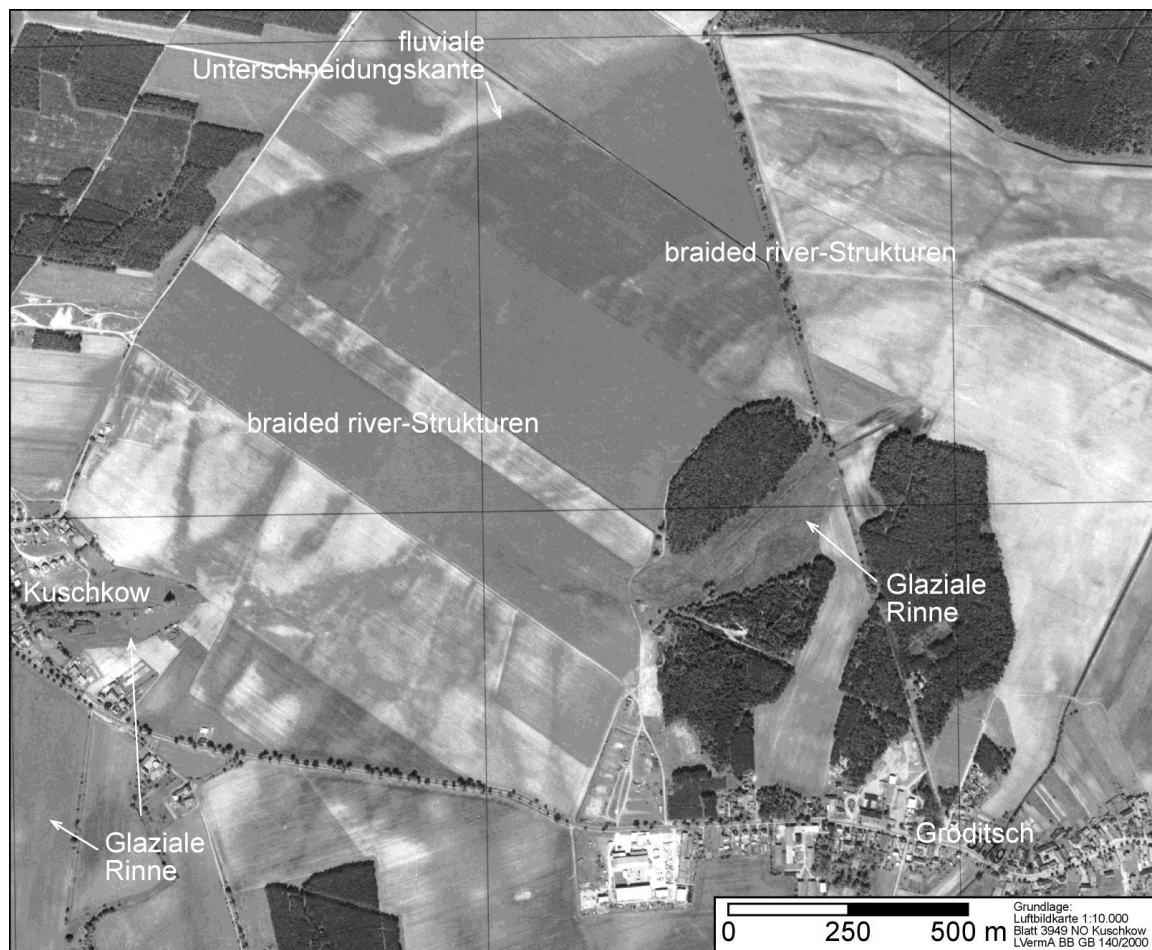


Abb. 72: Die *braided river*-Strukturen bei Kuschkow

Im Bereich von Kuschkow grenzt die Landgraben-Urspreetiefenstufe stufenlos an eine subglazial angelegte Rinne (Punkt 4). Diese Rinne ist nahezu vollständig mit organischen Sedimenten gefüllt. Sie bildet – abgesehen von kleinen Restflächen des Dürrenhofer Sees – das heutige Kuschkower Luch. Stellenweise überschreitet die Mächtigkeit der limnischen und telmatischen Füllung 20 m. Sie zeigt aber nirgendwo fluviale Beeinflussung an. Demnach muss diese Rinne zur Bildungszeit der braided-river Strukturen mit Toteis plombiert gewesen sein. Außerdem wäre bei Existenz eines benachbarten Rinnensees die Urspreetiefenstufe durch diesen See abgefließen. *Braided river*-Strukturen wären dann nicht entstanden.

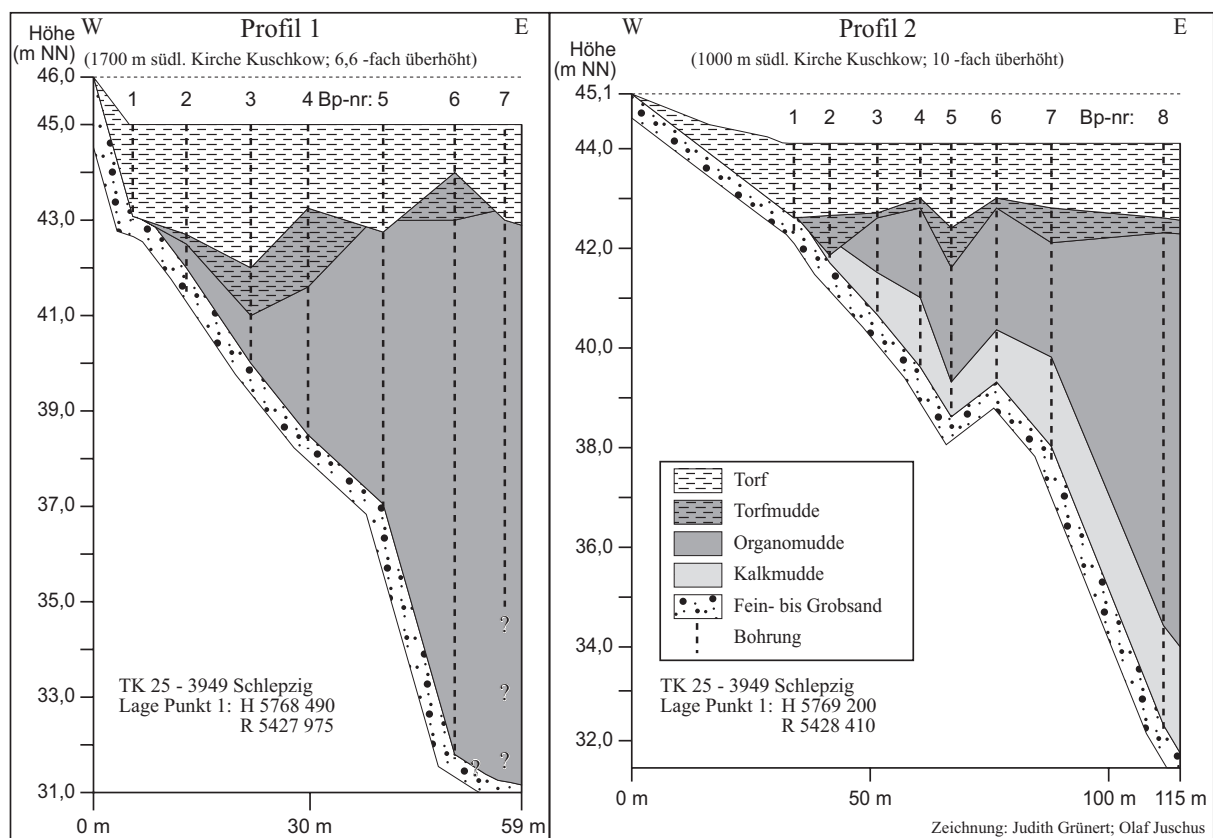


Abb. 73: Profile durch das Kuschkower Luch

In Tab. 12 (S. 150) ist ein Bohrprofil vom Westufer des Dürrenhofer Sees aufgeführt. Aus der unmittelbaren Nachbarschaft dieser Bohrung wurden die Proben für die Pollenanalyse entnommen. Bei einer Entfernung der Bohrpunkte von nur 5 m erreichte die Pollenbohrung die sandige Basis bereits 3 m früher. Die zwischengeschalteten Feinsande bei 1350–1420 cm Tiefe wurden in dieses Profil wahrscheinlich eingeweht. Unmittelbar westlich schließt an die Verlandungszone des Sees ein Dünengebiet an, welches als Liefergebiet fungierte. In Anbetracht des

Pollenprofil kommt als Bildungszeit der Sandeinwehungen die Jüngere Dryas in Frage. In den Bohrungen nördlich des Dünengebietes fehlen diese Einlagerungen.

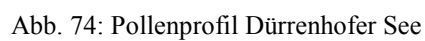
Tab. 12: Schichtverzeichnis Bohrung Dür6

Bohrung Dür6		TK 25 Blatt 3949 Schlepzig H 5767 300 R 5427 275; 45,5 m ü. NN
Tiefe in cm	Feldansprache	Bemerkung
0–115	Torf	Braunmoos-Seggentorf, Zersetzungsgrad 1, sehr locker gepackt
115–280	Organomudde	olivegrau mit Pflanzenresten
280–320	Organomudde	dunkelolivegrau
320–430	Organomudde	olivegrau
430–700	Organomudde	lebermuddeartig, olivegrau
700–1310	Organomudde	lebermuddeartig, oliveschwarz
1310–1335	Organomudde	schwarz
1335–1350	Organomudde	Rhythmit, hellgrau-schwarz
1350–1420	Organomudde	Rhythmit, hellgrau-schwarz, mit Feinsandlagen, karbonathaltig
1420–1525	Kalkmudde	Rhythmit, dunkelgrau-schwarz
1525–1530	Torf	Braunmoos?, muddig
1530–1532	Sand	Feinsand, grau
1532–1540	Kalkmudde	grau
1540	Fein-Mittelsand	grau

Die Auszählung und Auswertung der Pollenproben vom Dürrenhofer übernahmen freundlicherweise Dr. BRANDE und G. HINZ. Dr. BRANDE (mündliche Mitteilung 1999) datierte die Basis der limnischen Sedimente in das frühe Alleröd. Wahrscheinlich ist mit der untersten Probe noch die Ältere Dryas erfasst worden (siehe Abb. 74, S. 151). Das Pollenprofil umfasst weiterhin in typischer Ausbildung das Alleröd und den unteren Abschnitt der Jüngeren Dryas. Die Laacher-See-Tephra fehlt in den Ablagerungen. Sie wurde 8 km weiter nördlich bei einer Bohrung der Freien Universität Berlin im Neuendorfer See nachgewiesen (mündliche Mitteilung Dr. BRANDE 2000).

Die limnischen Ablagerungen zeigen keine fluviale Beeinflussung an. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, dass in der Älteren Dryas die Landgraben-Urspreet nicht mehr in Funktion war.

TK25 Blatt 3949 Schlepzig H: 5767300 R: 5427275 Höhe: 45,5 m ü. NN
Pollenanalyse: G. Hinz; A. Brande



4.7.3.3 Die Pretschener Urspre

Nördlich von Lübben (Punkt 5, Abb. 71, S. 146) und entlang der heutigen Pretschener Spree (Punkt 6) lassen sich in einem kilometerbreiten Gürtel aneinandergereihte fossile Großmäander beobachten. Diese Phase der Spreeentwicklung wird als Pretschener Urspre bezeichnet. Da Mäander im Bereich des Landgrabens fehlen, ist anzunehmen, dass der Durchbruch der Urspre durch den Dünenkomplex im Stadtgebiet von Lübben noch unter *braided river*-Bedingungen erfolgte. Weiter östlich können die Großmäander bis an den Schwiellochsee verfolgt werden. Sie sind mit einem Durchmesser von durchschnittlich 500 m deutlich größer als die der rezenten Spree mit etwa 130–200 m. Ihre Eintiefung in das Talsandniveau erreicht mit 1–1,5 m größere Beträge als die der *braided river*-Strukturen. Sowohl auf den Luftbildern als auch im Gelände sind die typischen Mäanderformen wie die halbkreisförmigen Unterschneidungskanten an den Prallstellen, ehemalige Uferwälle und Strombahnen deutlich erkennbar.

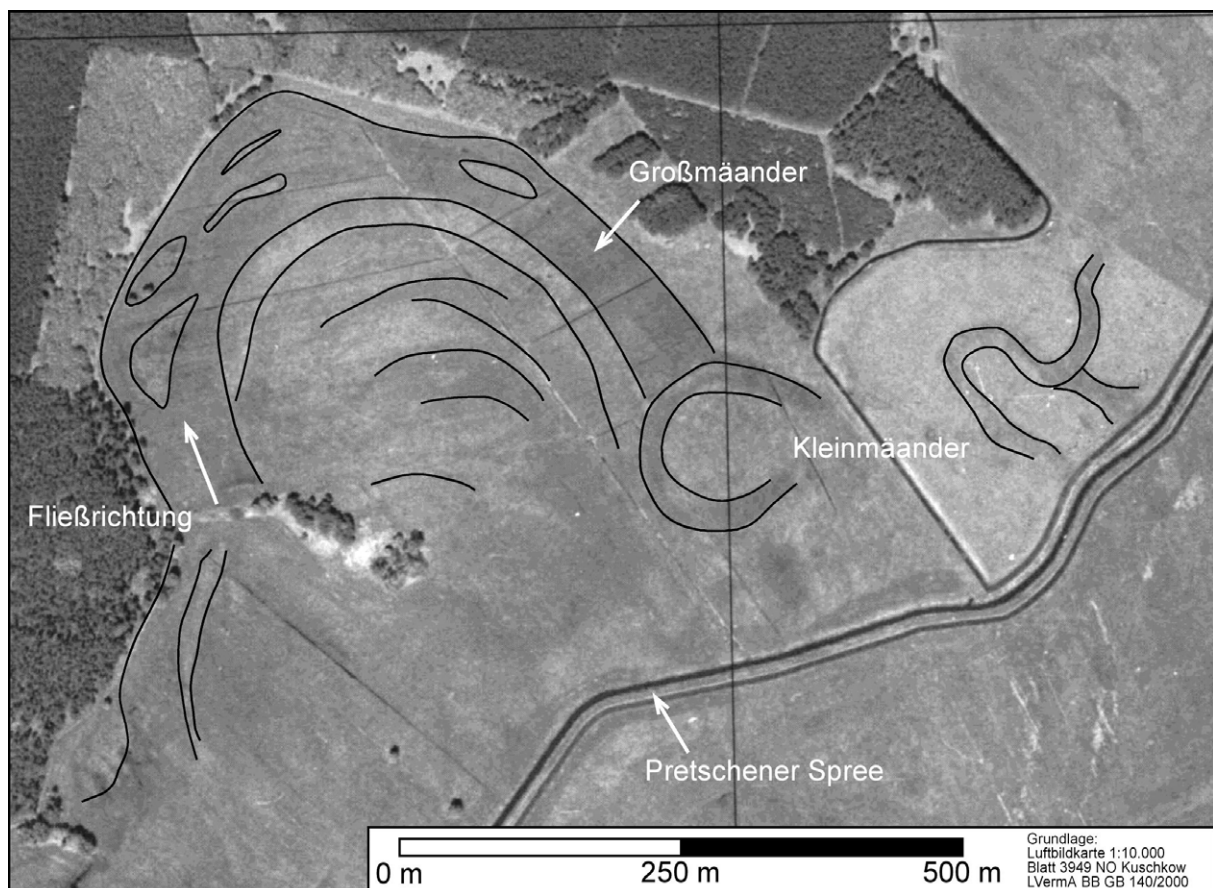


Abb. 75: Großmäander an der Pretschener Spree

Die Strombahnen sind meist mit geringmächtiger Torfauflage verfüllt, deren Mächtigkeit 1,3 m nicht überschreitet. Aufgrund der vielen Gemeinsamkeiten werden die Großmäander mit denen im Berliner Urstromtal verglichen, deren Entstehung zuletzt in das Bölling datiert wurde (SCHULZ/STRAHL 1997). Die Spree floss zu dieser Zeit gebündelt als Pretschener Urspreet ab. Weitere Spreearme hat es damals nicht gegeben.

Der Pretschener „Spriedurchbruch“ zwischen dem Wein- und dem Mühlenberg (Punkt 7, Abb. 71, S. 146), erscheint zunächst als ein fluvialer Durchbruch (siehe Abb. 76, S. 154). Der Großmäandergürtel setzt aus und die Aue verengt sich schlagartig auf 130 m. Da der Fluss nördlich des Mühlenberges einen „bequemen“ Weg im Talsandniveau benutzen könnte, wirkt der „Durchbruch“ zunächst widersinnig.

Die Engstelle wurde aber nicht von der Spree geschaffen. Vielmehr ist zwischen den beiden Erhebungen, deren genaue Genese problematisch bleibt, die Fortsetzung der Glazialen Kossenblatter See-Rinne zu suchen. Vom austauenden Eis angezogen, benutzte die Pretschener Urspreet lediglich das tiefliegende Gebiet. Darauf wies bereits LEMBKE (1936) hin.

Unter den bis zu 6,6 m mächtigen fluvialen Sanden im „Durchbruch“ belegen Mudden die vormalige Existenz eines Sees, der von der Pretschener Urspreet aufsedimentiert wurde (Tab. 13, S. 155). Aufgrund der fast ausschließlichen Pollenführung aus aufgearbeiteten Tertiärpollen konnten die Mudden nicht datiert werden. Nach mündlicher Mitteilung von Dr. BRANDE(1999) ist der hohe Anteil an umgelagerten Pollen ein Indiz für ein wahrscheinlich spätglaziales Alter der limnischen Sedimente. Nachdem die Urspreet den Durchbruch und die Glaziale Rinne passiert hatte, kam es 3 km nordöstlich von Pretschen, bei dem Dorf Plattkow, wieder zur Ausbildung von Großmäandern.

Während die *braided river*-Strukturen keinerlei Beziehung zu den später ausgetauten Toteishohlformen zeigen, lehnt sich der Verlauf der Pretschener Urspreet an bereits ausgetaute Seebecken an.

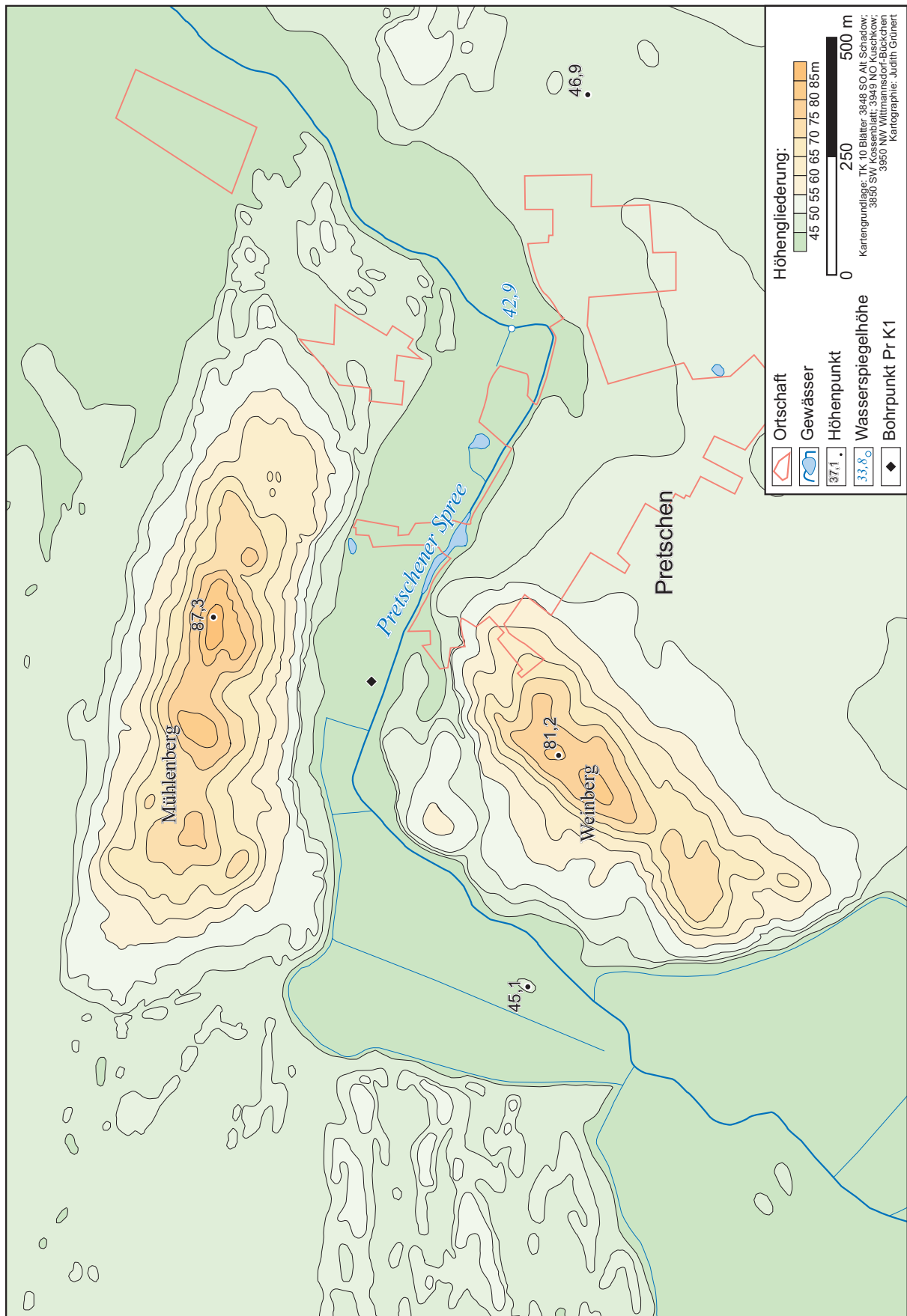


Abb. 76: Der Pretschener „Spreedurchbruch“

Tab. 13: Schichtverzeichnis Bohrung Pretsch K1

Bohrung Pretsch K1		TK 25 Blatt 3949 Schlepzig H 5773 910 R 5430 625; 43,5 m ü. NN
Tiefe in cm	Feldansprache	Bemerkung
0–20	Torf	Zersetzungsgrad > 7, schwarzbraun
20–45	Feinsand	schluffig, braunfleckig, marmoriert
45–160	Feinsand	schwach humos, mit Wurzelresten, grau
160–400	Mittelsand	grobsandig, schwach humos, grau
400–430	–	Kernverlust
430–530	Feinsand	z.T. stark humos, dunkelgrau
530–550	Feinsand/Grobschluff	humos, grau
550–660	Feinsand	grobsandig, humos, grau, ab 640 schwach karbonathaltig
660–800	Kalkmudde	schluffig, dunkelgrau, glimmerhaltig
800–820	–	Kernverlust
820–830	Geschiebemergel	tonig, blaugrau
830–840	Grobsand	kiesig
840–860	Geschiebemergel	sandig, grau
860–1700	Sand	Fein-Grobsand, z.T. kiesig, schwach karbonathaltig, grau

4.7.3.4 Der Großmäander am Köthener See

Durch das Trockenfallen der Pretschener Urspreewald verlagerte sich der Abfluss erstmals in das Kerngebiet des heutigen Unterspreewaldes zwischen Schlepzig, Krausnick und Leibsch. Als ältestes Zeugnis fluvialer Aktivität in diesem Gebiet hat sich ca. 2 km westlich von Leibsch am Köthener See ein Großmäander isoliert erhalten (Punkt 8, Abb. 71, S. 146).

Auch wenn die weitere Anbindung des Großmäanders unsicher ist, so kann eine Entwässerung nach Norden praktisch ausgeschlossen werden. Die nördliche Umgebung des Mäanders liegt deutlich höher als der Mäander (etwa 1–1,5 m). Fluviale Formen fehlen dort vollständig. Der Mäander ist aber ein Beweis dafür, dass solche Formen durchaus bis in die Gegenwart Bestand haben können.

Der Großmäander öffnet sich nach Süden. Dort sind Altläufe der Wasserburger Spree aus historischer Zeit zu finden. Es ist anzunehmen, dass dort ehemals vorhandene Großmäander jüngerer Erosion zum Opfer fielen. Die Wasserburger Spree wurde in den 60er Jahren im Rahmen der Komplexmelioration in der DDR weitgehend beseitigt, wodurch fluviale Formen zusätzlich zerstört wurden.

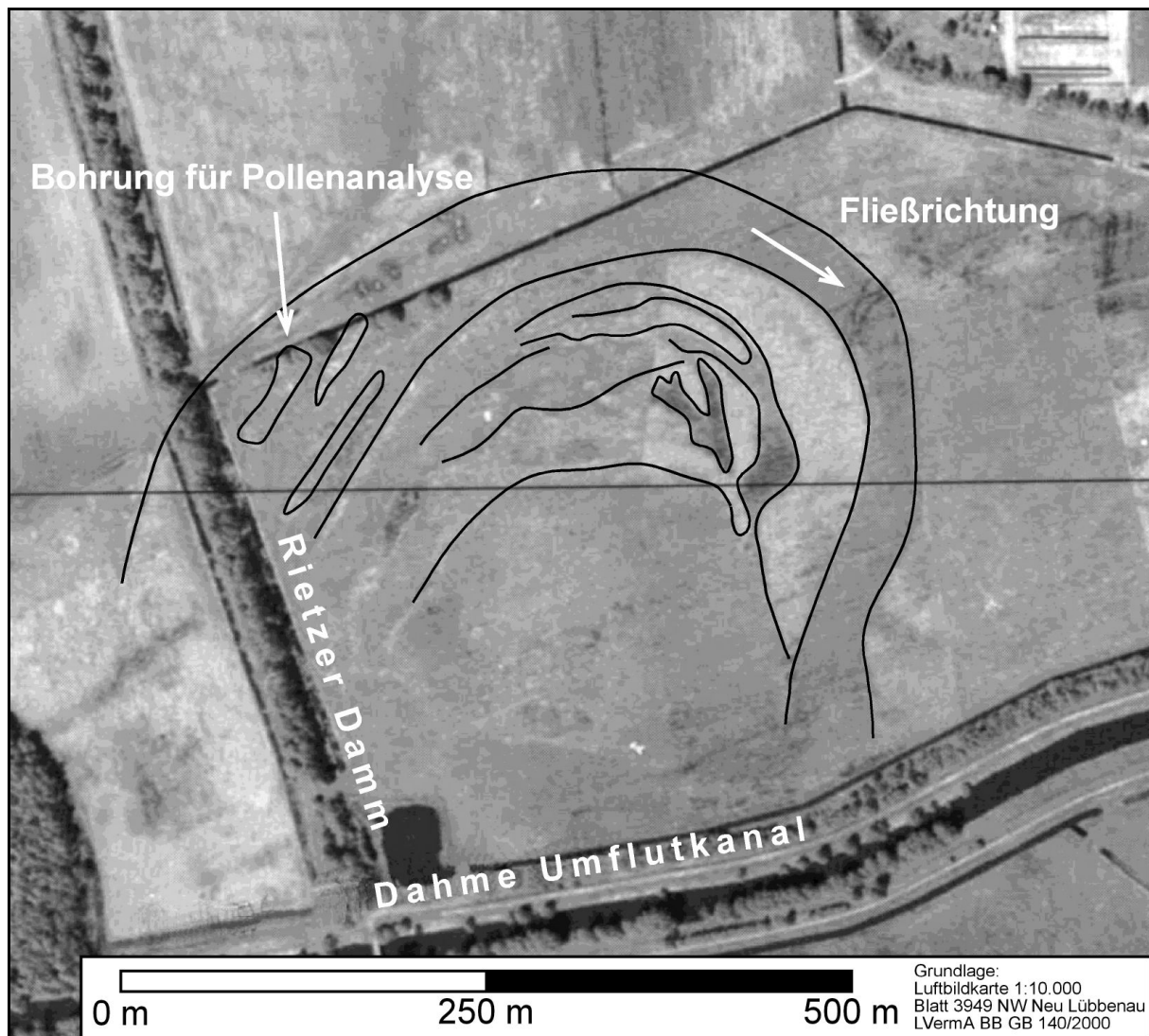


Abb. 77: Der Großmäander östlich des Köthener Sees

Die meist feinsandigen Sedimente des Großmäanders verzahnen sich in ihrem nordwestlichen Teil mit limnischen Ablagerungen des Köthener Sees. Dies und die fehlende Wasserscheide zwischen dem See und der rezenten Spree sprechen dafür, dass der Köthener See im Spätglazial und im Holozän zumindest einmal von der Spree durchflossen wurde. Sowohl die Mündung als auch der Ausfluss befanden sich am Ostufer des Sees. Am Nordufer fehlen fluviale Formen vollständig, das West- und Südufer wird von der deutlich höheren Krausnicker Platte eingenommen.

Innerhalb des Großmäanders überlagert eine mehrere Meter mächtige Sanddecke die Mudden. Ihre Mächtigkeit schwankt dabei zwischen 3 und 7 m. In der Verlandungszone am Ostufer des Sees wurde eine bis zu 7 m mächtige Mudde-Sand-Wechselagerung durchteuft (Tab. 14, S. 157). Während die fluviale Genese der Sande im westlichen Teil des Großmäanders außer Zweifel steht, kann es sich

bei den Sanden in der Wechsellagerung auch um bei Stürmen aufgearbeitete Ufersedimente handeln. Der Köthener See ist als West-Ost ausgerichteter See anfällig für starke Wellenbildung.

Im nordwestlichen Teil des Großmäanders wurden aus 3,9 bis 4,5 m Tiefe Muddeproben für die Pollenanalyse entnommen (siehe Abb. 78, S. 158). Dr. BRANDE stellt die Proben in das Bölling. Der sehr hohe Anteil an Strauch- (z.B. *Hippophae* [Sanddorn] sowie *Salix* [Weide]) und Nichtbaumpollen (z.B. *Artemisia*) rechtfertigt die Einordnung. Des weiteren sprechen typische Heliophyten für eine relativ offene Landschaft. Der deutliche Anteil thermophiler Elemente bei den Gehölzpollen sowie der durchgehend hohe Gehalt an Präquartärpollen ist auch hier auf die Umlagerung älteren Materials zurückzuführen. Die Proben blieben aber datierbar. Das hohe Alter des Profiles korreliert sehr gut mit den aus dem Berliner Urstromtal gewonnenen Daten (SCHULZ/STRAHL 1997) und bestätigt auch hier die spätglaziale Entstehung der Großmäander. Gleichzeitig ist der Großmäander ein Beleg für den gebündelten Abfluss der Spree zu dieser Zeit.

Die *braided river*-Strukturen der Landgraben-Ursprees fielen demnach schon mit dem Bölling trocken, da zu dieser Zeit die nächst jüngere Flussbettgeneration gebildet wurde.

Tab. 14: Schichtverzeichnis Bohrung SM 9

Bohrung SM 9		TK 25 Blatt 3948 Oderin H 5772 760 R 5419 920; 43,5 m ü. NN
Tiefe in cm	Feldansprache	Bemerkung
0–200	Torf	stark sandig, schwarzbraun
200–280	Sandmudde	mit Pflanzenresten, dunkelgrau
280–298	Sandmudde	dunkelgrau
298–330	Organomudde	sandig, dunkelgrau
330–370	Kalkmudde	dunkelgrau-schwarz
370–430	Kalkmudde/Feinsand	enge Wechsellagerung
430–445	Kalkmudde	dunkelgrau
445–635	Kalkmudde/Feinsand	enge Wechsellagerung, mit Pflanzenresten
635–660	Sand	Fein-Mittelsand, karbonathaltig, grau

Spreemäander 500 m NE Köthener See

TK25 Blatt 3949 Schlepzig H: 5773125 R: 5420330 Höhe: 43,5 m
Pollenanalyse: G. Hinz; A. Brande

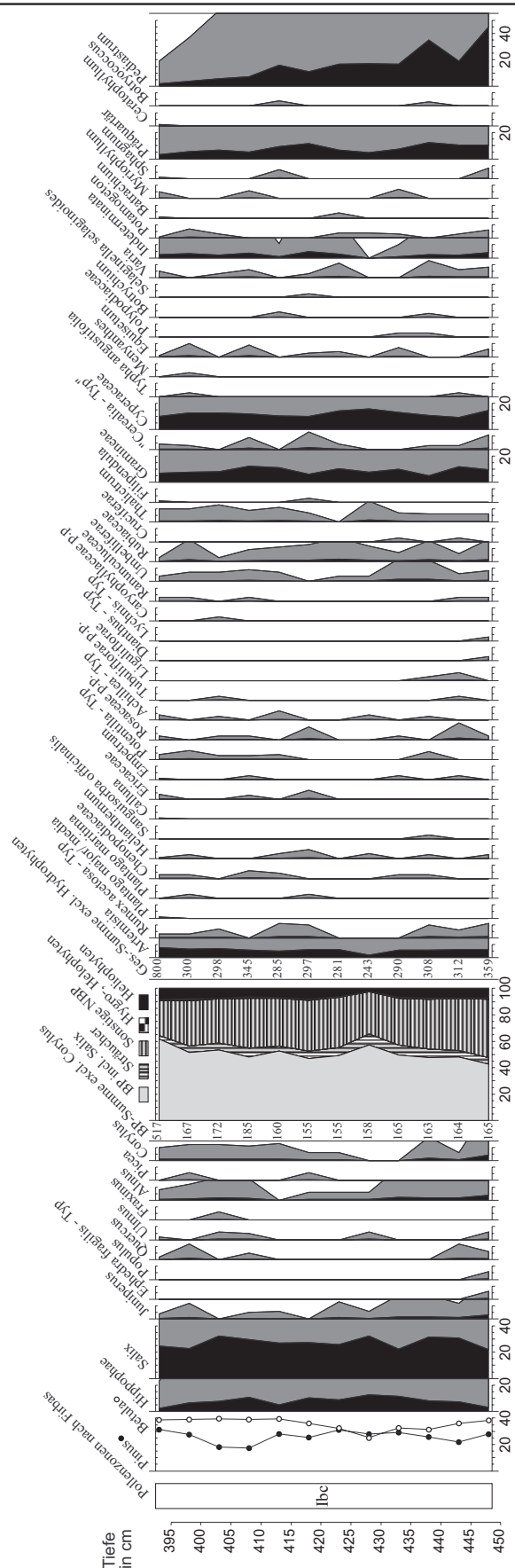


Abb. 78: Pollenprofil der Bohrung SM2 am Köthener See

4.7.3.5 Die Lubolz-Krausnicker Urspree

Zwischen der Entstehung der Großmäander und dem heutigen Anastomosieren der Spree lag noch eine Phase der Bildung von Kleinmäandern. Nach zwei Fundpunkten der Kleinmäander wird diese Phase der Spreeentwicklung Lubolz-Krausnicker Urspree genannt. Weiterhin lassen sich auch an der Pretschener Spree Kleinmäander nachweisen (siehe Abb. 75, S. 152).

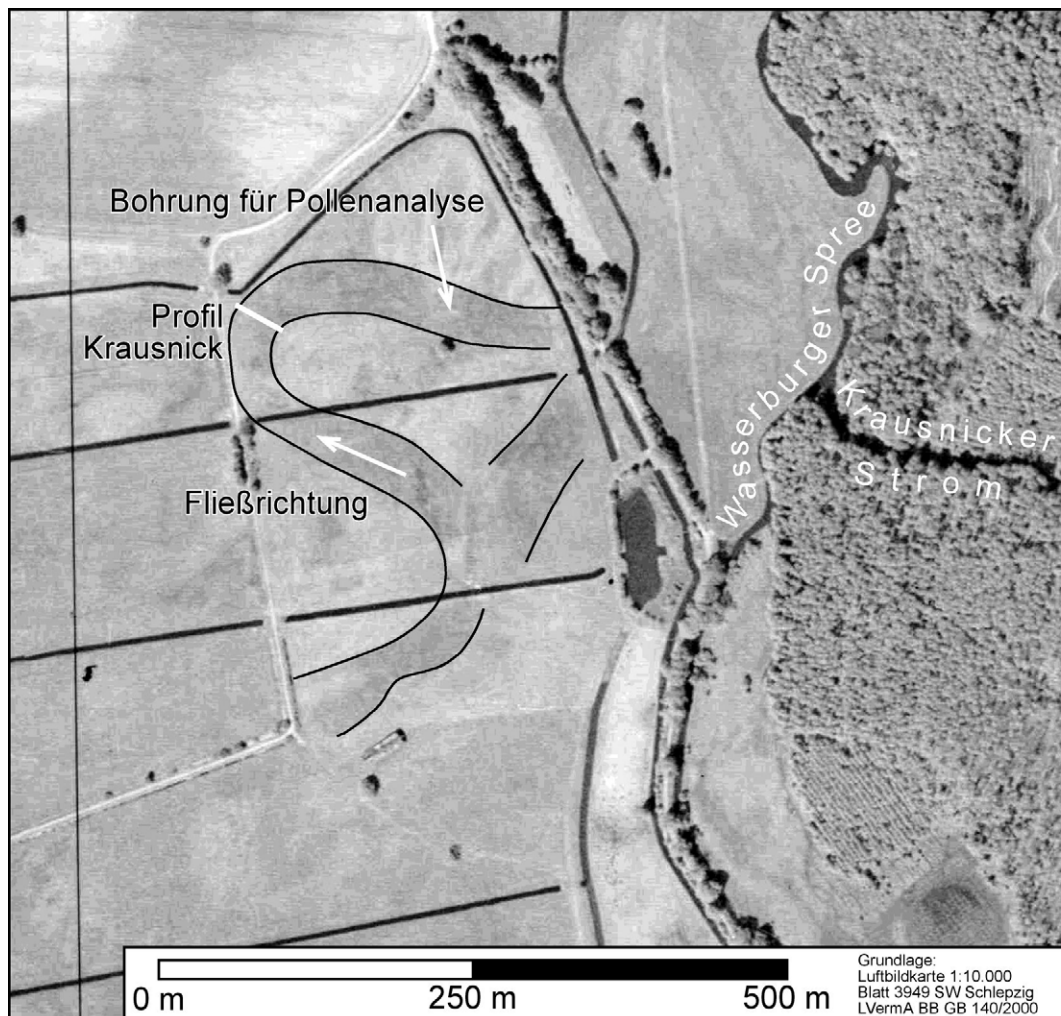


Abb. 79: Kleinmäander 1km südöstlich von Krausnick

Ihr Durchmesser entspricht denen der rezenten Spree außerhalb des Spreewaldes. Daher ist anzunehmen, dass zu ihrer Bildungszeit die Spree nicht anastomosierte, sondern gebündelt abfloss. Ein Abfluss im Wechsel über den Neuendorfer See und über die heutige Pretschener Spree wird dabei für möglich gehalten. Der Pretschener Spreearm war nach dem Beginn der Flusslaufverzweigung noch bis in historische Zeit ein der Hauptsprees gleichwertiger Abflussweg. Erst die Melioration durch den

Menschen degradierte ihn zu einem besseren Abzugsgraben.

Untersucht wurden die Kleinmäander 1,5 km südöstlich von Krausnick (Punkt 9 Abb. 71, S. 146) und 1,5 km nordöstlich von Lubolz (Punkt 10).

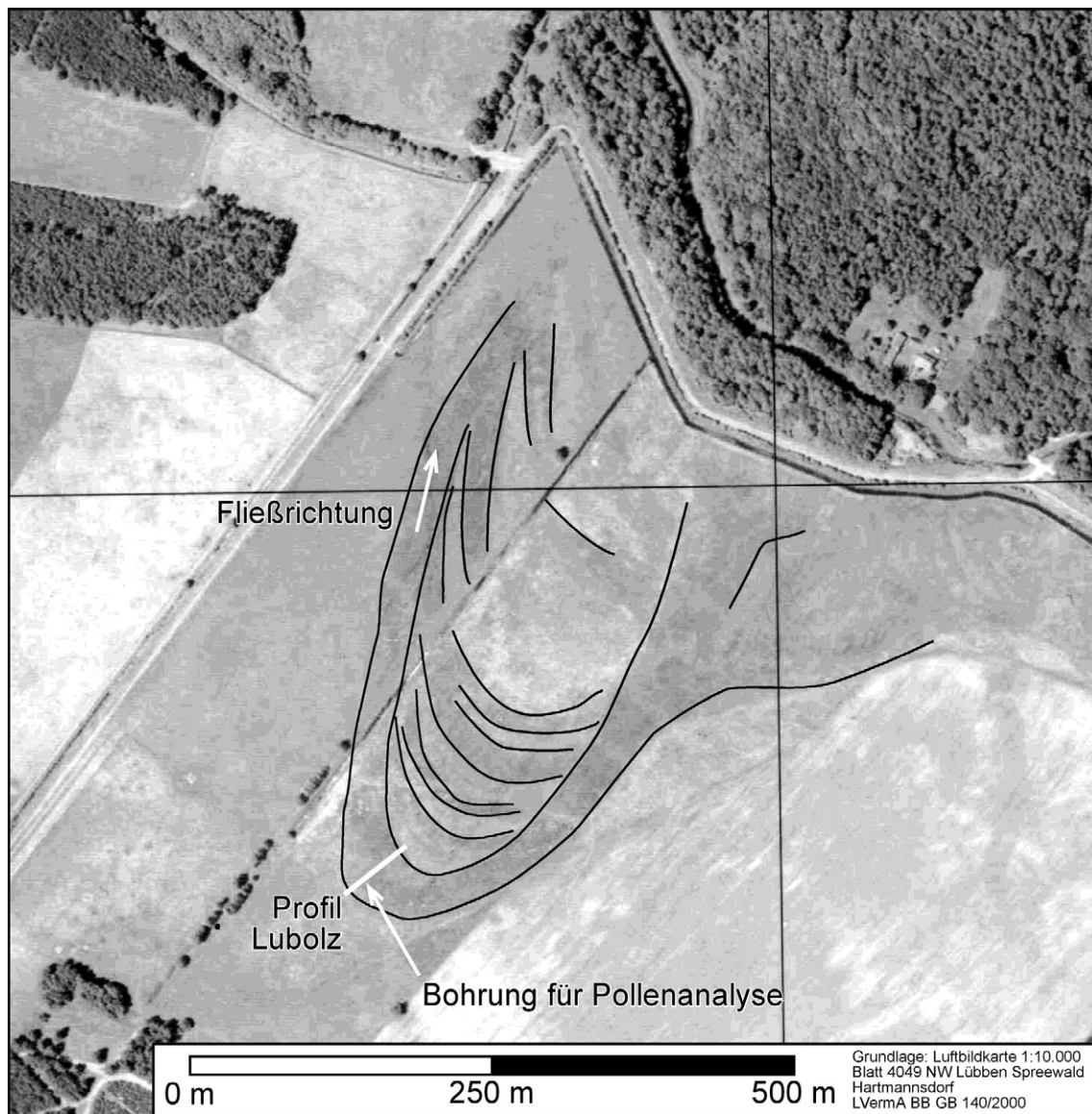


Abb. 80: Kleinmäander 1,5 km nordwestlich von Lubolz

Im Gegensatz zu den flach vermoorten Großmäandern erwiesen sich beide Kleinmäander als relativ mächtig mit organogenen und fluvialen Sedimenten verfüllt. Zum Teil wurde erst nach 3 m die Basis der Altarmfüllung erreicht. Der Aufbau der Füllung ist in beiden Mäandern ähnlich ausgebildet. Die Basis bilden Organomudden, die zum Teil einen schwachen Karbonatgehalt aufweisen. Überdeckt werden die Mudden von Torfen und fluvialen, stark humosen Feinsanden, die als Hochwasserablagerungen innerhalb der Altarme gedeutet werden. Im Hangenden

der Sande folgt meist ein mäßig bis stark zersetzter Bruchwaldtorf. Das Profil Krausnick wird von anthropogenen Sanden abgeschlossen, die im Zuge der Melioration auf die vermoorten Flächen gebracht wurden.

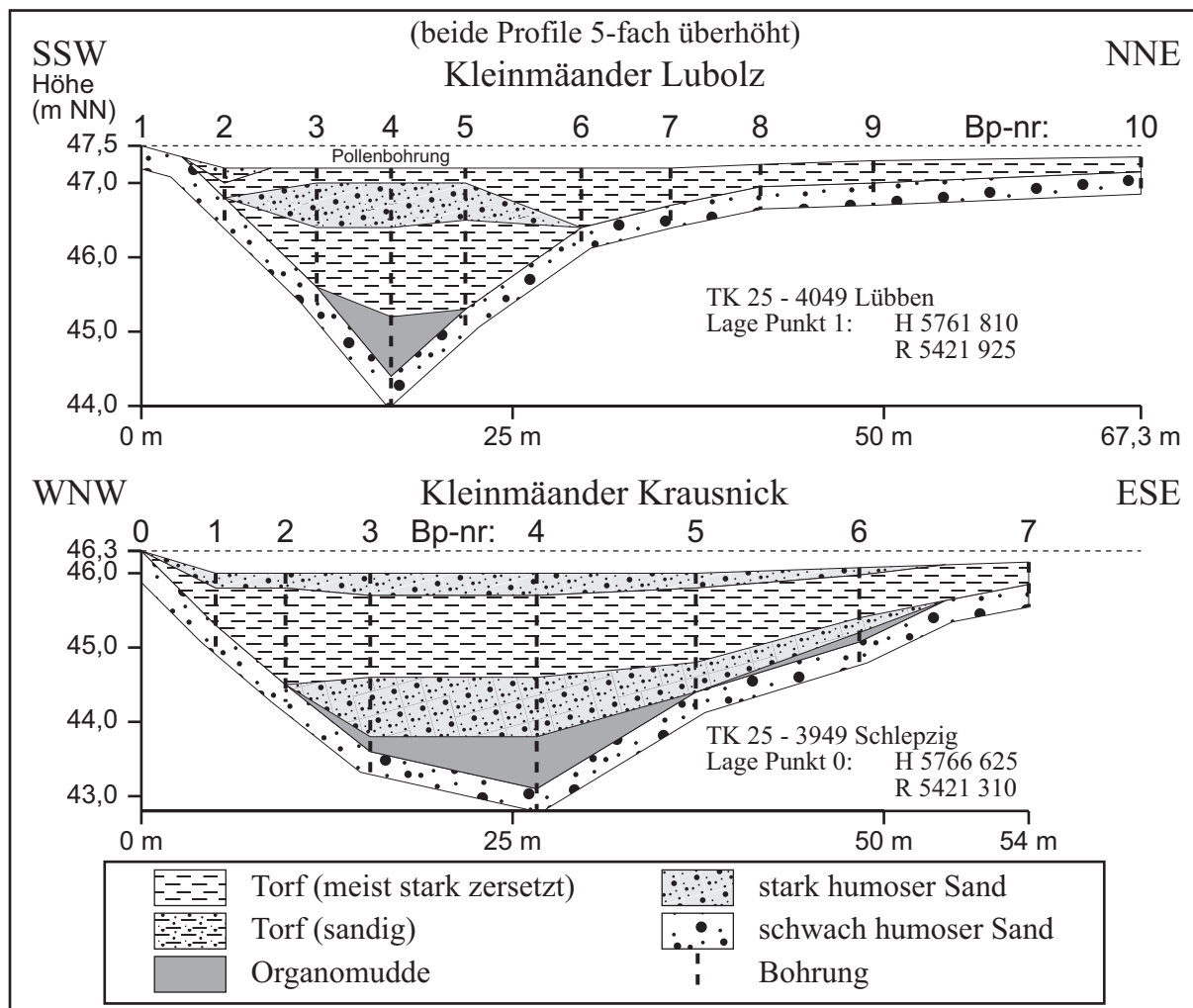


Abb. 81: Profile durch spätglazial-frühholozäne Kleinmäander im Unterspreewald

Die relativ große Mächtigkeit der Altarmfüllung führt zu dem Schluss, dass die Sedimentation unmittelbar nach dem Totfallen des Spreearmes einsetzte. Zur Datierung der liegenden Mudden wurden jeweils Proben für die Pollenanalyse entnommen. Die Auszählung und Auswertung übernahm freundlicherweise Dr. J. STRAHL vom LGRB in Kleinmachnow. Die nachfolgenden Datierungen beziehen sich auf ihre palynologischen Einstufungen.

Für den Krausnicker Kleinmäander begann bereits im Jüngeren Alleröd das Altwasserstadium. Von den insgesamt vier Proben wurden die beiden liegenden in das jüngere Alleröd und die hangenden Proben in die Jüngere Dryas eingeordnet.

Damit wird der Beginn der Entstehung von Kleinmäandern im Gebiet des Unterspreewaldes in das Spätglazial datiert.

Altholozänen Alters ist der Kleinmäander bei Lubolz. Die Ablagerung der Stillwassersedimente setzte bei ihm im Präboreal ein. Alle Proben aus der basalen Mudde werden von Dr. J. STRAHL in den ältesten Holozänabschnitt gestellt. Auch wenn die beiden Kleinmäander damit unterschiedlich alt sind, so repräsentieren sie doch eine Phase der Gerinnebettentwicklung.

Die palynologischen Einstufungen werden von der ^{14}C -Datierung bestätigt (AMS-Datierung: Christians-Albrecht-Universität Kiel). Untersucht wurden Holzreste an der Basis der Mudden, die nach dem Geländebefund hineingefallen waren:

Tab. 15: Ergebnisse der ^{14}C -Analyse von Holzresten aus Kleinmäandern der Spree im Unterspreewald

Probe	Probenbez.	Material	Tiefe m	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	^{14}C -Alter Jahre v. h.	kalibriertes Zeitinterv. cal ...
KIA10528	Kraus 248	Holz	2,48	$-27,49 \pm 0,10\text{‰}$	11472 ± 74	BC 11828–11249
KIA10529	Lub 285	Holz	2,85	$-28,28 \pm 0,10\text{‰}$	9663 ± 43	BC 9218–8938

Das Einsetzen der rezenten Flusslaufverzweigung der Spree im Unterspreewald kann damit sicher in das Holozän gestellt werden. Allerdings kann über den genauen Zeitpunkt beim gegenwärtigen Wissensstand nur spekuliert werden. Es ist durchaus möglich, dass das Anastomosieren der Spree erst durch menschlichen Einfluss initiiert wurde. Wenn durch Rodungen im Einzugsgebiet die Flussfracht deutlich erhöht wurde, konnte es in den Niederungen des Ober- und Unterspreewaldes mit dem geringen Gefälle zur Flusslaufverzweigung kommen. Lediglich der Dünendurchbruch von Lübben wirkt konzentrierend auf den Abfluss.

Da der Neuendorfer See unmittelbar nördlich des Unterspreewaldes eine Sedimentfalle darstellt, endet mit ihm die Flusslaufverzweigung. Unter natürlichen bis quasinatürlichen Verhältnissen fließt die Spree als anastomosierender Fluss in den See hinein und verlässt ihn als mäandrierender Fluss (Mäanderdurchmesser 130 m).

Die limnische Sedimentation im Neuendorfer See setzt nach einem bisher unveröffentlichtem Pollendiagramm von A. BRANDE (mündliche Mitteilung 2000) in 19,7 m Sedimenttiefe im jüngeren Alleröd, 0,5 m unterhalb der Laacher-See-Tephra, ein (PZ IIb). Unterlagert werden die Mudden von einer Mudde-Sand-Wechselagerung aus dem nicht näher datierbaren Präalleröd.

4.7.3.6 Zur Ursache der Spreeablenkung

Alle nachgewiesenen Altläufe der Spree sind von der Niederung des Unterspreewaldes nach Osten gerichtet. Nördlich und nordwestlich davon fehlen fluviale Formen. Eine nachträgliche Zerstörung derselben wird ausgeschlossen, da die nachgewiesenen Altläufe belegen, dass spätglazial-fluviale Formen bis in die Gegenwart bestand haben können. Der hypothetische Abfluss der Spree nach Norden (LEMBKE 1936) wird damit widerlegt. Die Spree ist nach dem Versiegen des Urstromes immer nach Osten und nie nach Nordwesten über die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz abgeflossen. Das Ergebnis wird durch die Untersuchungen von BÖTTNER (1999) an der Dahme gestützt.

Problematisch bleibt der Widerspruch zwischen dem stets ostgerichteten Verlauf der Spree und der glazifluvial vorgezeichneten Nordwestrichtung. Da der Abfluss in nordwestliche Richtung deutlich gefällereicher wäre, erscheint eine Ostablenkung des Flusses widersinnig. Das Austauen von Toteis kann als Ursache des ostgerichteten Spreelaufes ausgeschlossen werden. Die Landgraben-Urspreet ist eindeutig älter als das Austauen der verschütteten Eisblöcke.

Das Aufwehen von Dünen kann einen Fluss von der Größe der Spree kaum über größere Entfernungen abdrängen. Außerdem sind die vom Wind mitgeführten Sande für das fließende Wasser sehr gut transportabel.

Ein bereits aufgewehtes Dünenfeld bildet aber ein schwer zu überwindendes Hindernis für einen in das Gebiet einbrechenden Fluss. Der Dünenkomplex südöstlich von Märkisch Buchholz (siehe Abb. 82, S. 165) schirmt die dortige Talsandfläche heute wirkungsvoll gegen den Unterspreewald ab. Es wird deshalb angenommen, dass der Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall jünger ist als der letzte glazifluviale Abfluss im Baruther Urstromtal. Damit lagen nach dem Versiegen des Urstromes die Niederung des Unterspreewaldes und die Talsandfläche von Märkisch-Buchholz weitgehend trocken. Die Aufwehung der großen Dünenzüge begann. Die vom Lausitzer Urstromtal in das Baruther Urstromtal einbrechende Spree stieß bei Lübben auf zumindest teilweise aufgewehrte Dünen und wich ihnen nach Osten über die Landgrabenniederung aus. Weitere Dünenfelder in der Niederung des Unterspreewaldes und bei Märkisch Buchholz führten zur Ablenkung in das Brieschter Tal und die Schwielochseerinne. Der Spree gelang im

Spätglazial nur noch der Durchbruch durch die Dünenbarriere um Lübben.

Dass die Spree erst relativ spät den Lausitzer Grenzwall durchbrach, wurde von CEPEK (1965) belegt (siehe Kap. 2.4, S. 26). Gleichzeitig verknüpfte er die älteste Spreeterrasse nach dem Durchbruch mit dem oberen Baruther Urstromtalniveau und damit mit der Brandenburger Eisrandlage. Eine Verbindung der Spreeterrassen mit denen des Baruther Urstromtales ist aber nicht möglich, da der Cottbusser Schwemmsandfächer der Spree auf dem Boden des Baruther Urstromtales genaue Terrassenzuordnungen verwischt. Der Schwemmfächer kann als ein – wenn auch nicht sicheres – Indiz für den jüngeren Durchbruch der Spree nach dem Versiegen des Urstromes gewertet werden.

4.7.4 Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur spätglazial-frühholozänen Entwicklung des Gewässernetzes

Instabilität kennzeichnet die Gewässernetzentwicklung im Gebiet der Töpchiner Seerinne, wo sich drei verschieden alte Abflusswege kreuzen. Die älteste, Nordsüd ausgerichtete glaziale Entwässerung existierte sicher nur kurzzeitig, ebenso die von Ost nach West gerichtete glazifluviale. Als stabil erwies sich lediglich der spätglazial-holozäne Abfluss. Er benutzt die glaziale Rinne entgegen der ursprünglichen Entwässerungsrichtung. Dies wurde durch die Entstehung der Rinnenseen infolge des Toteistieftauens sowie durch die allgemeine Abdachung des Geländes nach Norden bewirkt. Die Pollenanalyse der basalen Sedimente des Töpchiner Sees, die den Beginn der Sedimentation in das ausgehende Bölling stellt, spricht für die Inbetriebnahme der jüngsten Entwässerungsrichtung und den Beginn des Tieftauens von Toteis spätestens zu dieser Zeit.

Die Spree hat im Unterspreewald vier verschiedene Gerinnebettgenerationen ausgebildet:

Spätglaziale *braided river*-Strukturen, im Bereich des heutigen Landgrabens gelegen, werden für das nordostdeutsche Jungmoränenland erstmals beschrieben. Sie kreuzen bei dem Dorf Kuschkow eine subglaziale Rinne, deren limnische Füllung keine fluviale Beeinflussung anzeigt. Die *braided river*-Strukturen sind älter als das Austauen des Toteises. Die Basis der Mudden (Ältere Dryas) ist demnach jünger als der letzte Spreedurchfluss.

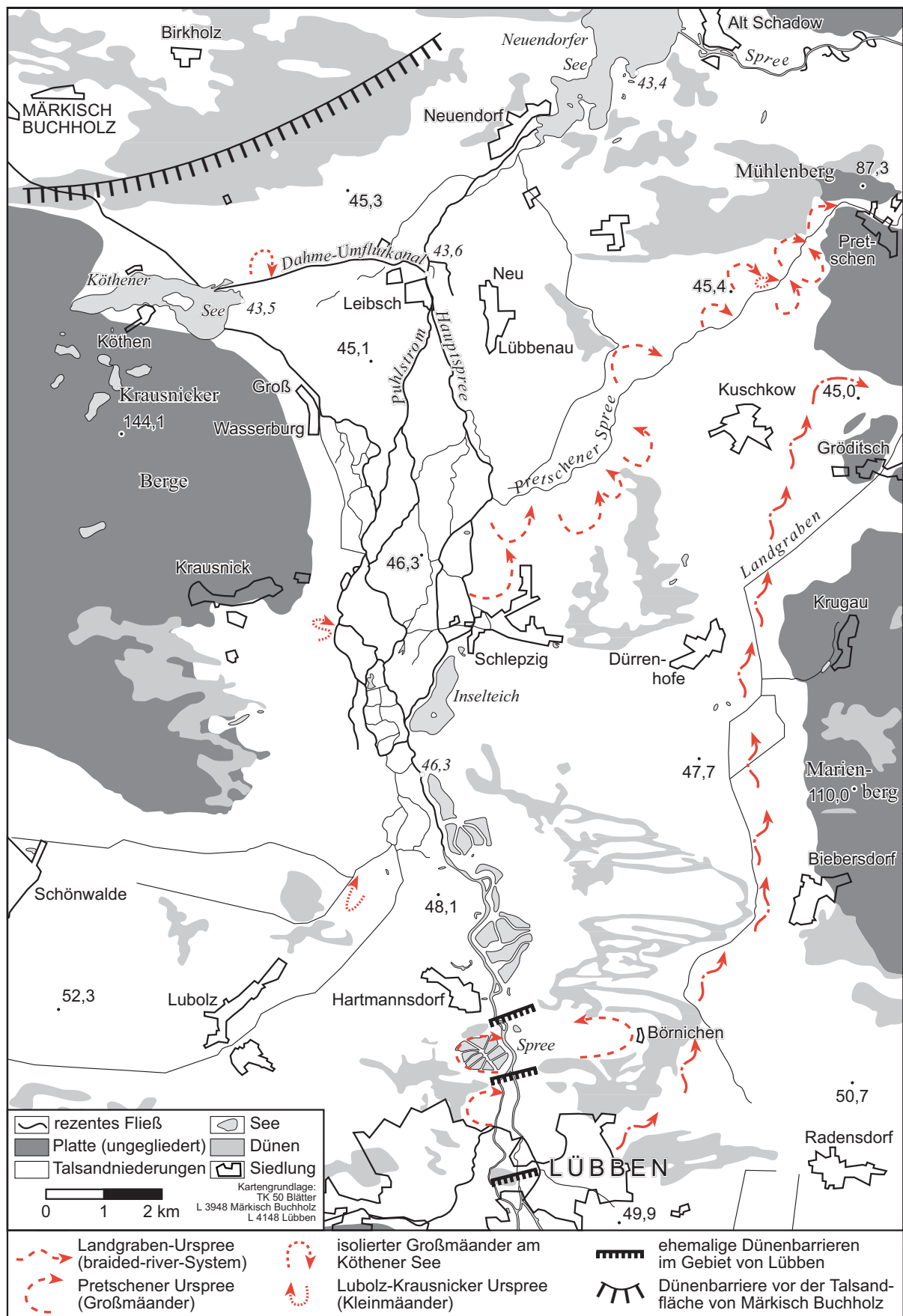


Abb. 82: Spätglazial-frühholozäne Flussläufe im Unterspreewald

Die Großmäander entlang der heutigen Pretschener Spree und am Köthener See werden in Form, Größe und Beschaffenheit mit den Großmäandern aus dem Berliner Urstromtal verglichen. Ihr Verlauf wird von Toteishohlformen beeinflusst. Im Bereich des Köthener Sees verzahnt sich ein Großmäander mit limnischen Sedimenten, die in das Bölling eingestuft wurden.

Die Bildung der Kleinmäander setzte im Alleröd ein und hielt zumindest bis in das Präboreal an. Kleinmäander können daher nicht pauschal in das Holozän datiert werden.

Die rezente Flusslaufverzweigung der Spree im Unterspreewald setzte nach dem Präboreal ein.

Alle Spreeläufe zeigen vom Unterspreewald aus nach Osten und widerlegen die Theorie (siehe Kap. 2.4 ab S. 25), wonach die Spree bis zum Spätglazial den kürzeren, glazifluvial vorgezeichneten Weg direkt nach Norden in das Berliner Urstromtal genommen hat. **Die Spree ist nach Beendigung der glazifluvialen Prozesse im Gebiet des Unterspreewaldes stets nach Osten abgeflossen.** Die Ursache dieser Abflussrichtung wird in dem späten Durchbruch der Spree durch den Lausitzer Grenzwall gesehen, der nach dem Trockenfallen des Baruther Urstromtales erfolgte. Die Aufwehung von Dünenfeldern bei Lübben und Märkisch-Buchholz blockierte den kürzeren Weg nach Berlin.

5 Zusammenfassung und Ausblick

5.1 Chronologische Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse zur jungquartären Entwicklung des Untersuchungsgebietes

5.1.1 Zur präweichselzeitlichen Entwicklung des Arbeitsgebietes

Die Anlage von Teilen des Großreliefs wird in die Zeit der Saalevereisung gestellt. Die hochgelegenen saalezeitlichen Sedimente der Plattenkerne, die weichselzeitlich kaum überprägt wurden, müssen auch vor dem weichselzeitlichen Eisvorstoß exponierte Bereiche gewesen sein. Andererseits treten in den Niederungsgebieten verbreitet glazilimnische Sedimente auf, die FLIEGEL (1924) als saalezeitlich einstuft. Sie deuten darauf hin, dass auch die tiefe Lage der heutigen Talsandgebiete präweichselzeitlich vorgegeben wurde.

Die präweichselzeitliche Konfiguration der Hochgebiete unterschied sich von der heutigen allerdings deutlich, da große Teile der Platten von mächtigen weichselzeitlichen Sedimenten aufgebaut werden. Die weichselzeitlichen Prozesse nahmen eine bedeutende Rolle bei der Landschaftsgestaltung ein.

5.1.2 Zur Entwicklung während des weichselzeitlichen Eisvorstoßes

Während des weichselzeitlichen Eisvorstoßes wurden großflächig und zum Teil mächtige (bis zu 35 m) Vorschüttsande und -kiese akkumuliert. Das Inlandeis stieß in ein Gebiet mit ausgebildetem Dauerfrostboden vor, wie es Eiskeilpseudomorphosen in saalezeitlichen Sedimenten belegen. Die fehlende oder rein frakturale Stauchung der weichselzeitlichen Vorschüttsedimente wird auf das syndementäre Gefrieren derselben zurückgeführt. Das weichselzeitliche Eis beeinflusste den Untergrund, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nur gering. Es nahm aber aus dem Untergrund zumeist glazifluviales Material auf.

Unter dem Gletscher wurde ein meist geringmächtiger (< 2 m) und sandiger *lodgement till* abgelagert. Sein Kleingeschiebebestand wird von dem lokal aufgenommenen Material dominiert.

In dieser Zeit begann die Anlage der Glazialen Rinnensysteme. Je nach Wasseraufkommen und Durchströmungsdauer bildeten sich Schmal- oder Breitrinnen.

5.1.3 Die Entwicklung während des Weichselmaximalvorstoßes – Der Älteste Baruther Urstrom

Der Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises endete nicht an der heutigen Brandenburger Eisrandlage, sondern zwischen 2 und 12 km südlich davon (siehe Abb. 83, S. 169). Eine morphologisch erkennbare Eisrandlage wurde dort nicht ausgebildet. Zwischen Baruth und Luckenwalde stieß das Eis, bedingt durch die niedrige Lage des nördlich sich anschließenden Raumes, bis auf weniger als 2 km an den Fläming vor. Am Schulischen Berg, 8 km südwestlich von Luckenwalde, erreichte es ihn sogar. Östlich von Baruth überschritt der Weichselmaximalvorstoß nicht die späteren Sanderflächen.

Dem Weichselmaximalvorstoß wird die älteste Abflussphase im Baruther Urstromtal zugeordnet. Terrassen des Ältesten Baruther Urstromes finden sich zwischen Baruth und Luckenwalde in 60–75 m NN. Dort wurde der Nordrand des Fläming zum Teil kräftig unterschritten. Östlich von Baruth bestand eine seenartige Verbreiterung des Urstromes. Am Südrand des Urstromtales wurden von den Schmelzwässern des Ältesten Urstromes Bodenreste verschüttet, deren organisches Material auf 18875–21410 Jahre vor heute datiert wurde (Verfälschung der Probe möglich).

5.1.4 Die Brandenburger Eisrandlage – Der Ältere Baruther Urstrom

Nach dem Weichselmaximalvorstoß schmolz der Gletscher auf die Brandenburger Eisrandlage zurück, deren Verlauf streckenweise neu festgelegt wurde (Abb. 83, S. 169). Ihr Charakter schwankt zwischen nahezu modellhafter Ausbildung und völligem Aussetzen. Die Interpolation der fehlenden Abschnitte wird abgelehnt.

Die Endmoränen der Eisrandlage sind im Arbeitsgebiet stets sandig-kiesig ausgebildet. Sie lehnen sich teilweise an saalezeitliche Hochgebiete an.

Innerhalb des Arbeitsgebietes existieren vier Flächensander der Brandenburger Eisrandlage. Drei von ihnen lassen sich mit Glazialen Breitinnen verknüpfen, von denen aus die Sander mit Schmelzwasser versorgt wurden. Vorhandene Resteisblöcke des Maximalvorstoßes im Bereich der Sanderflächen wurden dabei verschüttet. Ebenso wurden die verbliebenen Eisblöcke im Baruther Urstromtal durch den Älteren Urstrom (nach MARCINEK 1961a) verschüttet.

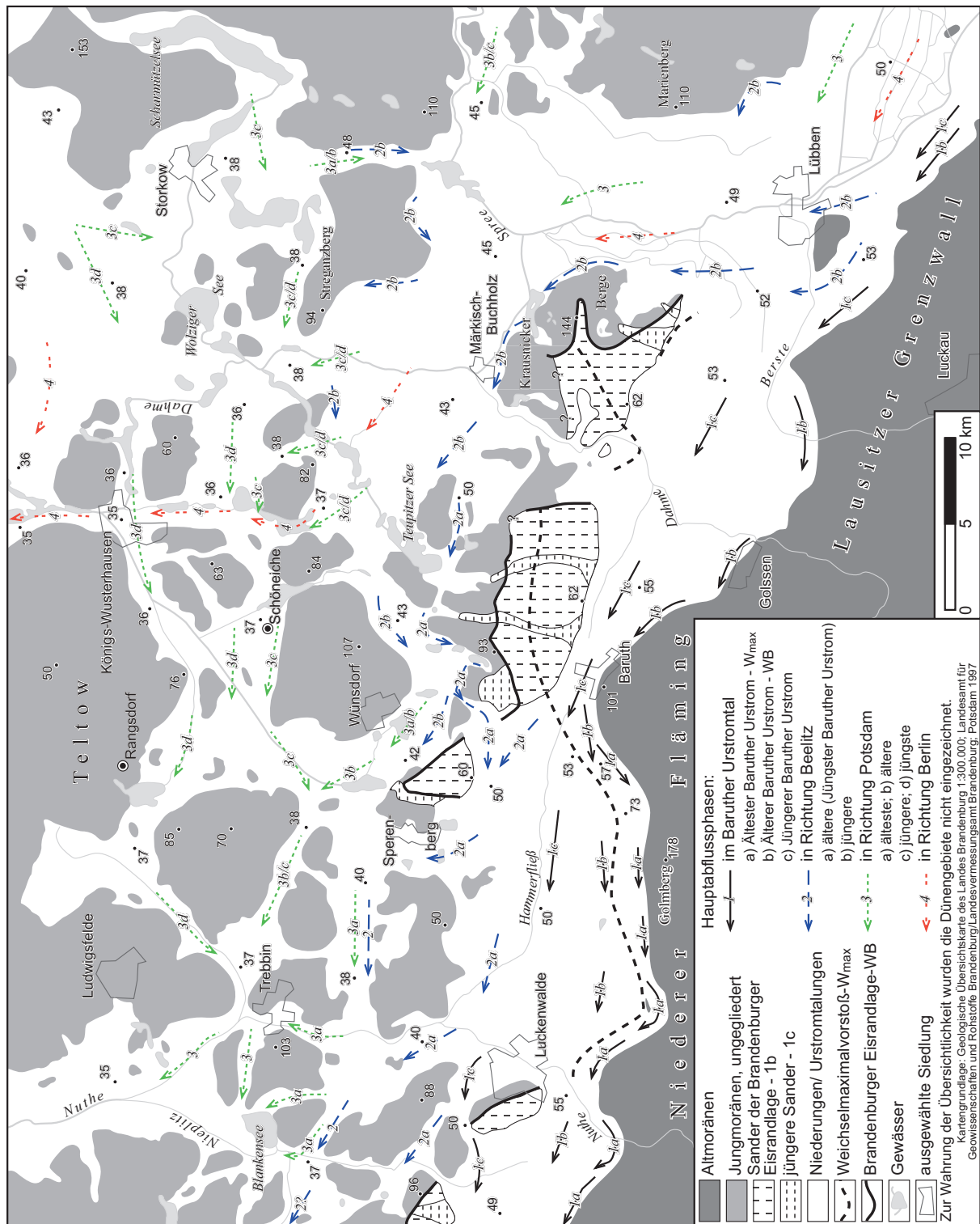


Abb. 83: Die Entwicklung der glazifluvialen Abflussverhältnisse im Jungmoränenland südlich Berlins

Weitverbreitete Terrassen am Südrand des Tales in 62–55 m ü. NN, die sich höhenmäßig mit den Sandern verknüpfen lassen, belegen das Niveau des Älteren Urstromes zur Zeit der Brandenburger Eisrandlage. Das allmähliche Abgleiten des Urstromes vom Nordrand des Fläming bei gleichzeitiger Einengung und Bündelung des Abflusses verhinderte die Ausbildung scharfer Terrassenkanten zwischen den unterschiedlich alten Abflusswegen.

5.1.5 Die Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage – Der Jüngere Baruther Urstrom

Das Baruther Urstromtal war noch nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage aktiv. Der Jüngere Baruther Urstrom (nach MARCINEK 1961a) tiefte sich in die älteren Abflusswege ein; östlich von Baruth auf etwa 54 m NN, westlich der Stadt bis auf 50 m NN. Die älteren Flächensander wurden unterschritten. Nördlich von Luckenwalde durchbrach der Jüngere Urstrom bereits die Brandenburger Eisrandlage.

Das Inlandeis stagnierte nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage im gesamten Arbeitsgebiet. Aus den beginnenden Zerfallsprozessen des sterbenden Inlandeises gelangte – vor allem über die Rinnensysteme – weiterhin Schmelzwasser auf die Sander. Es schnitt in die älteren Flächensander jüngere Schlauchsander ein, die gleichsohlig in das Niveau des Jüngeren Urstromes einmündeten. Nach Norden streichen die Schlauchsander in die Luft aus. Eine Rückzugsstaffel fehlt im Hinterland der Brandenburger Eisrandlage.

Unter dem stagnierenden Gletscher wurde ein *meltout till* über dem *lodgement till* abgelagert. Die Plombierung der Hochflächen mit dem zerfallenden Gletschereis verhinderte eine Überschüttung derselben durch jüngere Sedimente.

5.1.6 Der Jüngste Baruther Urstrom

Der fortschreitende Eiszerfall zog das Schmelzwasser des Urstromes in das tiefgelegene Rückland der Brandenburger Eisrandlage. Es bildeten sich die ersten urstromähnlichen Abflussbahnen nördlich des Baruther Urstromtales heraus. Östlich von Luckenwalde brach der Baruther Urstrom in einer jüngsten Abflussphase nach Norden durch. Die entsprechenden Abflussflächen finden sich im Baruther Urstromtal unter 50 m ü. NN.

Die fließenden, unscharfen Übergänge zwischen allen Abflussflächen im Baruther Urstromtal belegen eine kontinuierliche Entwicklung vom Ältesten bis zum Jüngsten Urstrom. Ein Trockenfallen des Tales hat es zwischenzeitlich nicht gegeben. Der Begriff des „mehrmaligen Durchflusses“ (nach LIEDTKE 1957) wird daher zugunsten des Begriffes „mehrphasiger Durchfluss“ aufgegeben.

5.1.7 Die Abflussphasen zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal

Mit der Öffnung des Unterspreewaldes fiel das Urstromtal im Baruther Abschnitt trocken. Die Schmelzwässer flossen von Lübben über verschiedene Wege nacheinander in Richtung Beelitz, Potsdam und Berlin (Abb. 83, S. 169). Die Abflussphase in Richtung Beelitz ist aufgrund des gegenläufigen Gefälles um Beelitz fragwürdig. Ab der Abflussphase in Richtung Potsdam entstand das Berliner Urstromtal östlich von Berlin, welches gleichzeitig mit dem Baruther Urstromtal östlich von Lübben in Betrieb war.

Die Schmelzwässer wirkten in den Abflussbahnen eher verschüttend als ausräumend. Dennoch sind einige der Abflusswege deutlich terrassiert, wobei auch hier scharfe Terrassenkanten fehlen. Durch die Tätigkeit der Schmelzwässer wurden, vor allem im Bereich Glazialer Rinnen, großflächig Toteisblöcke verschüttet.

5.1.8 Die jüngere Entwicklung

Nach dem Trockenfallen der Urstromtalungen begann in den ausgedehnten Talsandgebieten die Aufwehung großer Dünenkomplexe. Sie blockierten teilweise die Abflussbahnen. Erst danach brach die Spree aus dem Lausitzer in das Baruther Urstromtal durch und wich im Bereich von Lübben den bereits aufgewehten Dünen nach Osten über die Schwielochseerinne aus. Den direkten, kürzeren Weg nach Nordwesten hat der Fluss nie benutzt.

Die Spree bildete im Unterspreewald vier Gerinnebettgenerationen aus. Die *braided river*-Strukturen der Landgraben-Ursprees sind älter als das Austauen der Toteisblöcke (mindestens Ältere Dryas). Die jüngeren Großmäander der Pretschener Ursprees und am Köthener See (Ø 500 m) entstanden im Bölling. Kleinmäander (Ø 130–200 m) bildeten sich ab dem Alleröd. Das rezente Anastomosieren ist im Unterspreewald jünger als das Präboreal.

Aus der Datierung der Basis von Seesedimenten geht hervor, dass innerhalb des

Arbeitsgebietes meist im Bölling oder Alleröd das Ausschmelzen der Toteisblöcke einsetzte.

5.2 Ausblick auf weiterführende Forschungen

Die durchgeführten Untersuchungen ließen im Arbeitsgebiet nach wie vor Probleme ungelöst. Des weiteren werfen die neuen Forschungsergebnisse Fragen auf, die zum Teil über das Arbeitsgebiet hinausgreifen:

- Die neuen Aspekte der Entwicklung von Urstromtalungen, besonders das Fehlen scharfer Terrassenkanten, müssen auch außerhalb des Untersuchungsgebietes auf ihre Gültigkeit überprüft werden.
- Das endgültige Trockenfallen des Baruther Urstromtales und die Inbetriebnahme des Berliner Urstromtales bleiben als ein Problem bestehen, welches nicht innerhalb des Untersuchungsgebietes gelöst werden kann.
- Untersucht werden muss die Entwicklung der Beelitzer Abflussbahn, da sie für das Verständnis der proglazialen Abflussentwicklung in einem größeren Raum von entscheidender Bedeutung ist.
- Die Datierung des Baruther Urstromtales bei Klein Ziescht besitzt einen vorläufigen Charakter, da eine Verfälschung des Probenmaterials möglich ist. Weitere Probenentnahmen und differenzierte Datierungen (z.B. durch Abtrennung der Huminstoffe) müssen an dieser Stelle den Datierungsfehler minimieren.
- Auch wenn die Lagerungsverhältnisse der isolierten Erhebungen weitgehend geklärt sind, so bleibt die Frage nach der Ursache der mächtigen, aber punktförmigen Akkumulation von Vorschüttssanden nach wie vor offen.
- Zum Problem der spätglazialen Entwicklung der Dahme im Baruther Urstromtal konnte kein Lösungsansatz entwickelt werden. Die Flussentwicklung bleibt dort weiterhin spekulativ.
- Die Gerinnebettentwicklung der Spree wurde nur im Unterspreewald untersucht. Ob sich der größere Oberspreewald synchron entwickelte, muss gesondert untersucht werden.
- Die heutige Flusslaufverzweigung ist das wesentliche Element der Landschaft im Spreewald. Ihr Alter und ihre Ursachen sind nach wie vor unbekannt.

6 Anhang

6.1 Verzeichnis der Aufschlussprofile im Arbeitsgebiet

6.1.1 Aufschlüsse im Neuendorfer Becken

TK 25 Blatt 3847 Teupitz

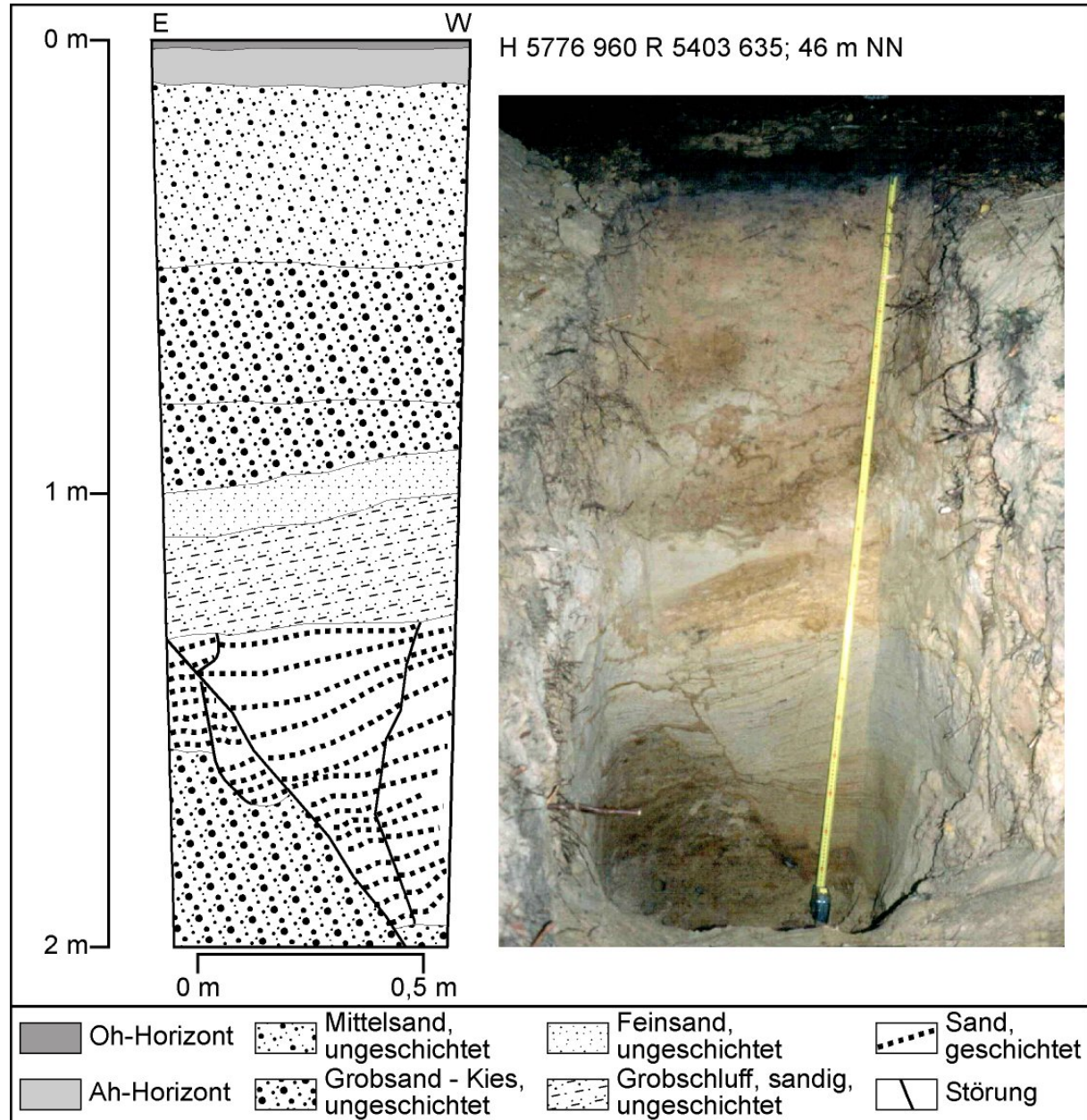


Abb. 84: Schurf ADQ6

Die Sedimente der Schürfe ADQ6, Neu2 (Abb. 86) und Neu3 (Abb. 87) wurden bereits im Kap. 4.4.2.1 ab S. 99 beschrieben. Oberhalb des Hanges, an dem die glazifluviolimnischen Sedimente anstehen, wurde im Schurf Neu1 (Abb. 85) extrem sandiger und geringmächtiger Till angetroffen (Probe Neu1). Der Till besitzt somit die

Eigenschaften des oberen, weichselzeitlichen Geschiebemergels. Sein Kleingeschiebebestand erwies sich als extrem quarzreich.

Im Liegenden des Tills wurden 4 m Sand nachgewiesen. Die glazifluviolimnischen Sedimente, die in vergleichbarer Höhe am Beckenrand anstehen, fehlten unterhalb des Tills. Somit kann ihr Vorkommen auf den Beckenrand begrenzt werden.

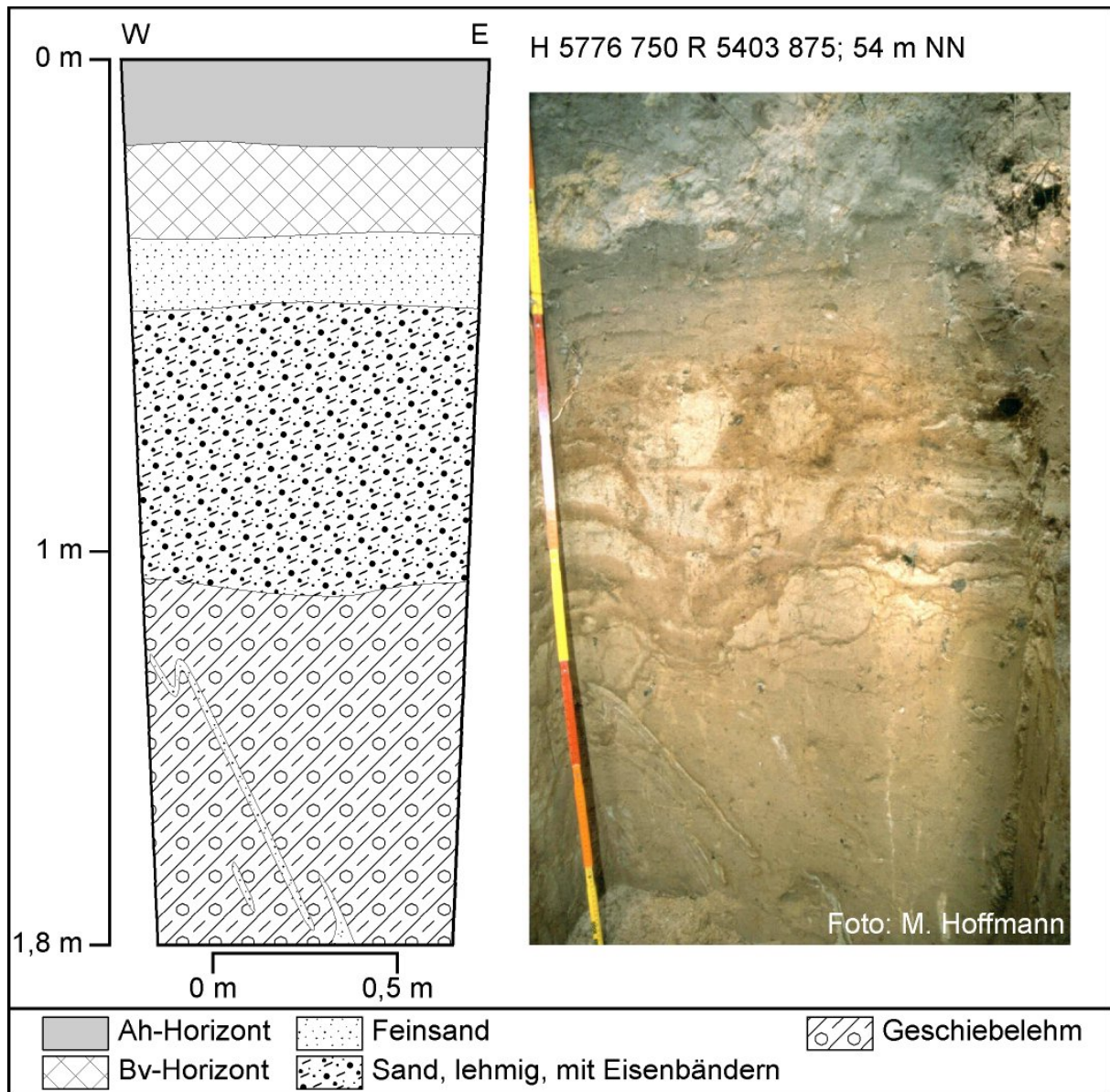


Abb. 85: Schurf Neu1

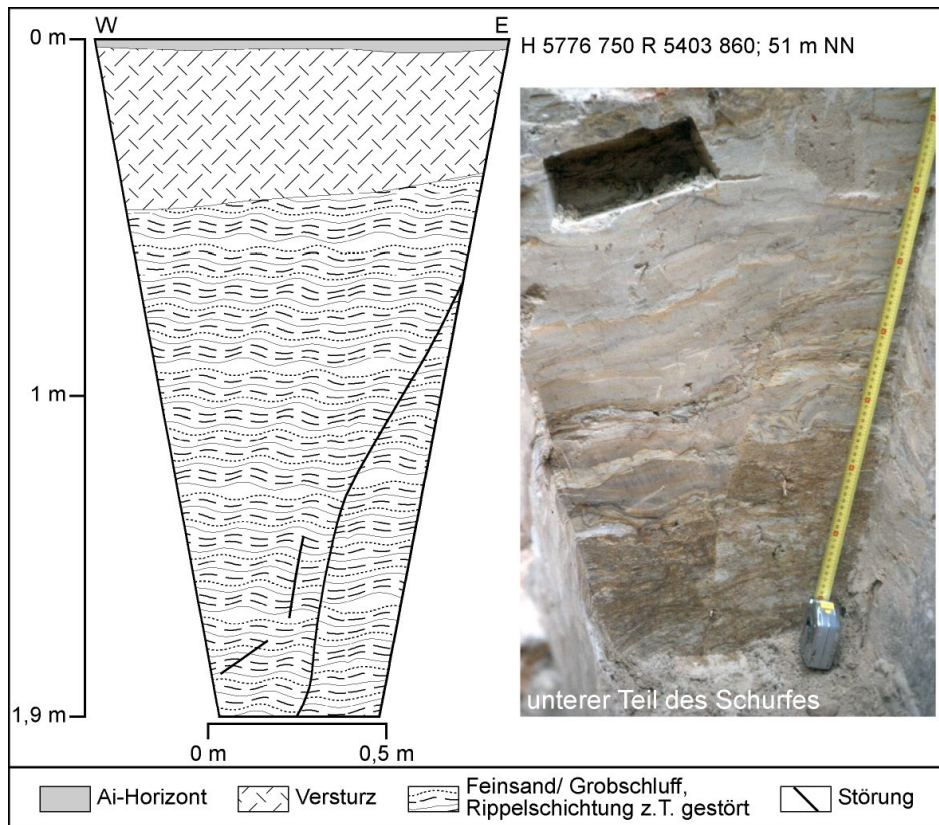


Abb. 86: Schurf Neu2

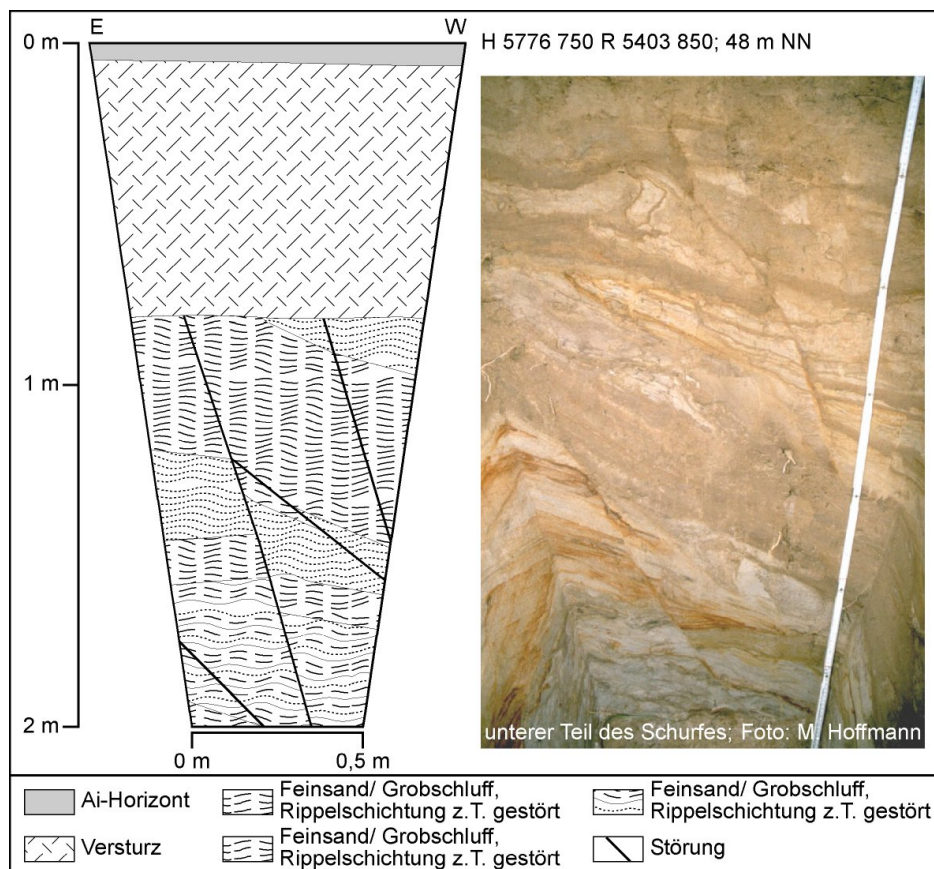


Abb. 87: Schurf Neu3

6.1.2 Die Tongruben Klausdorf

TK 25 Blatt 3846 Wünsdorf H 5781 300 R 4592 250

In den Tongruben Klausdorf wurde bis in die 60er Jahre zum allergrößten Teil kein Ton abgebaut, sondern Geschiebemergel und schluffige glazilimnische Sedimente. Das natürliche Relief wurde auf einer Fläche von mehr als 1 km² weitgehend zerstört. Eine Abschätzung, wie tief die Profile ursprünglich unter der Erdoberfläche lagen und welche Sedimente noch darüber lagerten, konnte deshalb nur grob erfolgen.



Abb. 88: Gestörte Grobschluffe in den Tongruben Klausdorf

Die glazilimnischen Sedimente innerhalb der Tongruben lagern z.T. kräftig gestört. Kleinräumige Störungen in den Ablagerungen, die zum Teil noch Rippelmarken erahnen lassen, werden auf synsedimentäre Prozesse, wie z.B. Entwässerung, zurückgeführt. Die größer dimensionierten Störungen können nur mit einem kräftigen Eisdruck erklärt werden. Teilweise wurde auch Till in die Stauchung einbezogen. Er „schwimmt“ in einer schluffigen bis feinsandigen Matrix (Abb. 89, S. 177).

Der überlagernde Till ist innerhalb der Tongruben nicht flächendeckend ausgebildet. Dort, wo er vorhanden ist, bildet er einen der größten Daueraufschlüsse innerhalb des Arbeitsgebietes, der frei zugänglich ist.

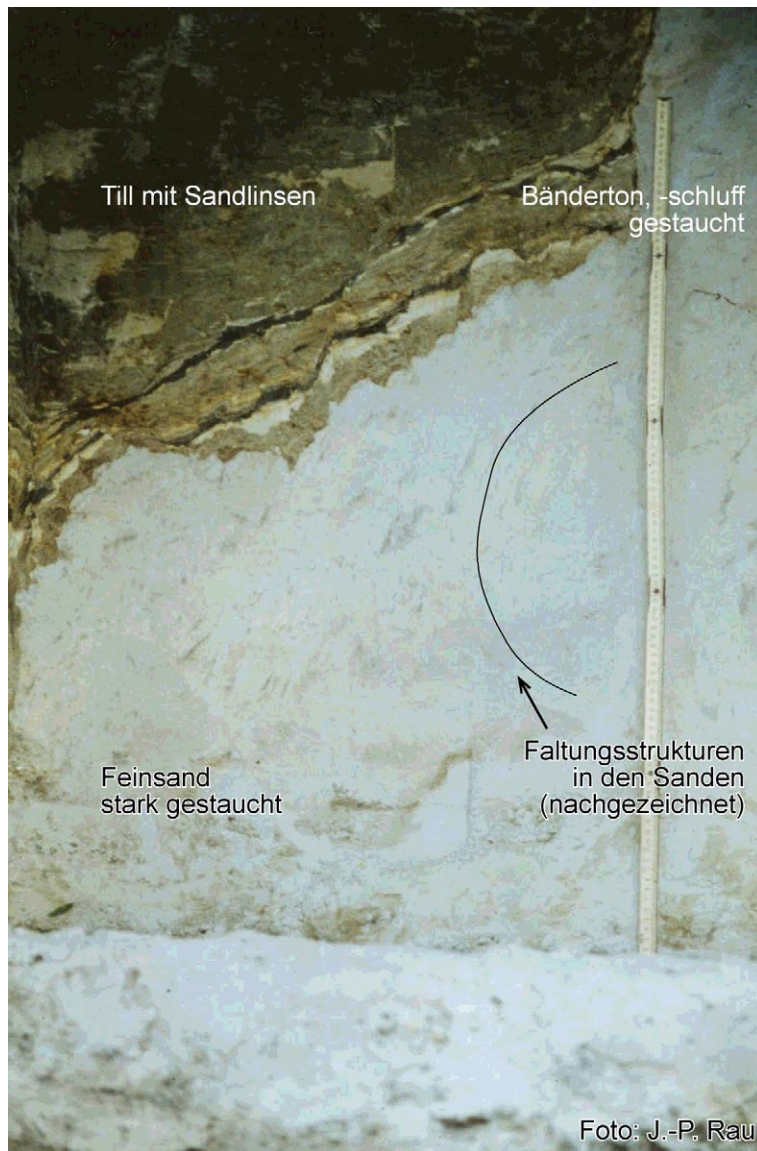


Abb. 89: In die glazilimnischen Sedimente eingearbeiteter Till
(Tongruben Klausdorf)

Der 5 bis 6 m mächtige Geschiebemergel überlagert die Eisstauseesedimente. Sie konnten durch Bohrungen an seiner Basis nachgewiesen werden. Der Till selbst ist ausgesprochen schluffig und geschiebearm ausgebildet. Seine Farbe schwankt zwischen gelb und gelblichgrau. Ferner enthält er häufig Linsen, die aus den glazilimnischen Sedimenten bestehen. Dieses wird mit der Aufnahme des liegenden Materials durch das Eis erklärt. Die Größe des Aufschlusses gestattete eine Leitgeschiebeanalyse (Abb. 66, S. 127). Die lokale Eisbewegungsrichtung wurde von NNE nach SSW bestimmt (Abb. 90, S. 178).

Tab. 16: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Klaus1

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
35,4%	45,0%	0,3%	0,3%	4,1%	1,7%	8,9%	2,4%	1,7%	291	0

Alle Geschiebemergelproben aus den Klausdorfer Tongruben (Klaus1 – 4) besitzen Geschiebespektren, welche für die Saalevereisung typisch sind (hoher Anteil an Paläozoischem Kalkstein und/oder deutlicher Dolomitgehalt). Dies gilt auch die Geschiebemergel, die in die glazilimnischen Sedimente eingearbeitet wurden (Klaus 2 – 4).

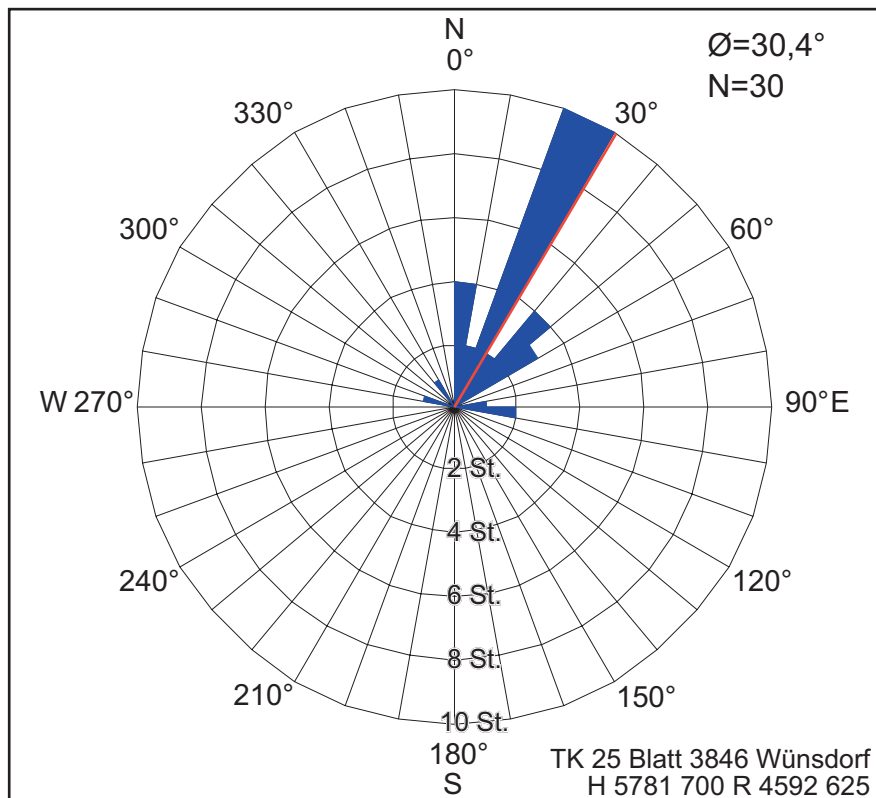


Abb. 90: Ergebnis der Geschiebeeinregelmessung Klausdorf

Sedimente, die als weichselzeitlich eingestuft werden, konnten in den Tongruben nicht nachgewiesen werden. Da sich die Stauchungen unter dem als saalezeitlich eingestuften Till befinden, sind alle beobachteten Sedimente und Sedimentstrukturen demnach älter als die jüngste Vereisung.

6.1.3 Die Tongruben am Streganzberg bei Prieros

TK 25 Blatt 3748 Friedersdorf H 5785 865 R 5417 910

In den Tongruben bei Prieros wurden Bändertone und -schluffe abgebaut, die mit Beckensanden wechsellagern. Die geologischen Verhältnisse sind aufgrund der starken Störungen in den glazilimnischen Sedimente kompliziert.

Die Sedimente lagern in der westlichen Grube teilweise extrem gestaucht. Bändertone und -schluffe wurden in saigerer Lagerung vorgefunden. Das Streichen der Schichten wurde mit SE – NW (genau 130°) bestimmt. Es spricht für die Dimension der Störungen, dass in nur 3 m Entfernung zum Aufschluss in Abb. 57 (S. 116) keine Tone oder Schluffe erbohrt wurden, sondern bis in 7 m Tiefe nur Beckensande. Außer durch Stauchungen wurden die Bändertone auch synsedimentär verformt. Die wickelartigen Strukturen in den Ablagerungen sind älter

als die Stauchung und werden als *load cast* gedeutet. Die glazilimnischen Sedimente werden im Südteil der Gruben von einem schluffigen, grauen Till überlagert, der in seinen hangenden Bereichen – unterhalb des Bodens – sandig ausgebildet ist. Trotz der unterschiedlichen Lithologie besaßen alle Proben (Streganz2 bis 4) ein ähnliches Kleingeschiebespektrum bei hohen Gehalten an Paläozoischem Kalkstein.

Tab. 17: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Streganz2

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
33,3%	43,7%	0,9%	1,2%	6,1%	0,2%	10,6%	3,7%	0,3%	1401	310

Am nördlichen Grubenrand bildet nicht Till das Hangende der Beckensedimente, sondern Sande und Grobschluffe, die keinerlei Stauchung zeigen. Während es nicht möglich ist, diese Ablagerungen eindeutig der Saale- bzw. der Weichselvereisung zuzuordnen, gilt das saalezeitliche Alter des Tills, der glazilimnischen Sedimente und ihrer Stauchung als sicher. Nachweisbar weichselzeitliche Sedimente konnten in den Tongruben bei Prieros nicht festgestellt werden.

6.1.4 Die Tongrube am Pichersee bei Köthen

TK 25 Blatt 3948 Oderin H 5771 120 R 5418 430

Am Nordabhang der Krausnicker Berge, etwa 1km südlich des Köthener Dorfplatzes, befindet sich direkt am Pichersee eine seit Jahrzehnten auflässige Tongrube. Die Grube, 1 km nördlich der Brandenburger Eisrandlage gelegen, stellt innerhalb der Krausnicker Berge das einzige oberflächlich anstehende Vorkommen nicht sandiger Sedimente dar. Gegenstand des Abbaues waren glazilimnische Sedimente und der hangende Geschiebemergel. Der tonige, blaugraue Till wird mit Vorbehalt als saalezeitlich eingestuft, da der Quarzanteil in beiden Proben (Picher1 und 2) erhöht war. Dennoch wird aufgrund seiner Lithologie und seines deutlichen Dolomitgehaltes der Geschiebemergel in die Saalevereisung gestellt.

Tab. 18: Kurzergebnis Kleingeschiebezählung Picher2

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
40,2%	28,7%	2,2%	0,7%	2,8%	0,5%	9,8%	9,9%	5,4%	869	3

Das Liegende des Tills bilden glazilimnische Sedimente, die im Unterschied zu den Tongruben von Klausdorf und Prieros ungestaucht sind (Abb. 91, S. 180).



Abb. 91: Aufschluss Picher1 – Strömungsrippeln quer zur Fließrichtung

Dies erstaunt um so mehr, da die Krausnicker Berge einen saalezeitlich angelegten Stauchungskomplex darstellen.

Die gute Erhaltung der vorgefundenen Strömungsrippeln erlaubte die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung von NNW nach SSE, in Richtung auf die Krausnicker Berge. Die Krausnicker Berge hat es demnach zum Zeitpunkt der Entstehung der glazilimnischen Sedimente nicht oder zumindest nicht in ihrer heutigen Form gegeben. Dies erscheint plausibel, da die Entstehung des Stauchungskomplexes von HANNEMANN (1965) in die jüngere Saalevereisung gestellt wird.

Am Anstieg zu den Krausnicker Bergen wird der Geschiebemergel von schnell mächtiger werdenden glazifluvialen Sanden überlagert. Ihre Zugehörigkeit zur Saale- oder Weichselvereisung kann nicht geklärt werden.

6.1.5 Die Kiesgrube Ruhlsdorf

TK 25 Blatt 3844 Hennickendorf H 5778 450 R 4579 180

Etwa 1 km nordwestlich von Ruhlsdorf bei Luckenwalde befindet sich die Kiesgrube Ruhlsdorf. Sie liegt im Südteil der Hennickendorfer Platte, etwa 3 km von der Brandenburger Eisrandlage entfernt in ihrem Rückland.

An der Basis des Profiles wurde durch Aushubarbeiten ein mehr als 8 m mächtiger toniger Till freigelegt (Abb. 92, S. 181). Im Südteil der Grube steht er unter geringer Sandbedeckung knapp unter der Erdoberfläche an. Im Liegenden blaugrau, nimmt der Geschiebemergel zum Hangenden eine rotbraune Färbung an. Der oberste Meter wurde entkalkt. Die farblichen Unterschiede sind sekundärer Natur. Sie werden auf den Grundwasserstand zurückgeführt.

Tab. 19: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Ruhls1

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
39,8%	35,6%	2,7%	0,4%	4,4%	0,0%	6,8%	6,4%	3,8%	703	89



Abb. 92: Der untere Geschiebemergel in der Kiesgrube Ruhlsdorf

Beide Bereiche des Tills besitzen ein saalezeitliches Geschiebespektrum (Proben Ruhls1 und 2). In der liegenden Probe Ruhls1 kann aus den leicht erhöhten Anteilen an Quarz und Nordischem Kristallin eine Kontamination mit liegendem Material abgeleitet werden.

Die Einregelungsmessung ergab eine lokale Eisbewegung aus N bis NNE (Abb. 93, S. 182). Dieser Wert liegt nördlicher als der für den ebenfalls saalezeitlich eingestuften Till in den Klausdorfer Tongruben.

Innerhalb der Kiesgrube taucht der liegende saalezeitliche Till allmählich nach Nordosten ab.

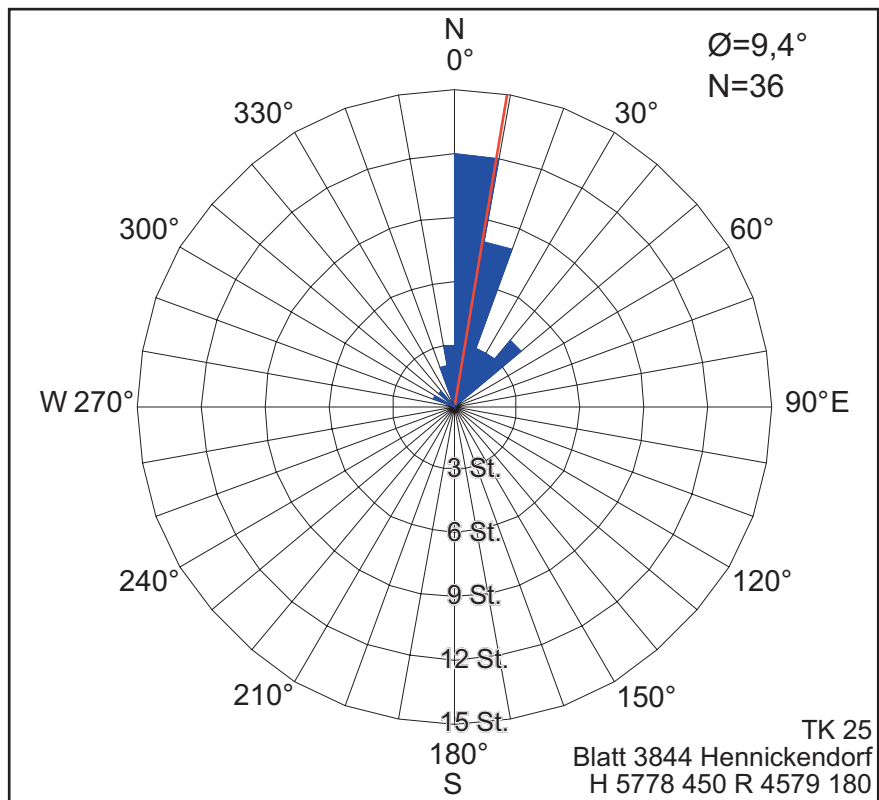


Abb. 93: Ergebnis der Geschiebeeinregelmessung Ruhlsdorf



Abb. 94: Eiskeilpseudomorphose in den liegenden Sanden der Kiesgrube Ruhlsdorf

Der Till wird von Kiessanden überdeckt, die weitgehend sählig lagern. Stauchungen oder andere großdimensionierte Störungen fehlen. Eine Ausnahme bilden die in den Sanden hervorragend ausgebildeten Eiskeilpseudomorphosen (Abb. 94, S. 182). Sie wurden mit mehr als 2 m Länge ergraben und dokumentiert. An ihren Rändern fanden sich die typischen gestaffelten Abschiebungen, die beim Ausschmelzen des Bodeneises entstanden. Die Eiskeile erreichen nicht die Erdoberfläche. Sie werden etwa 2–3 m unterhalb von groben bis sehr groben Schmelzwassersedimenten gekappt (Abb. 95).



Abb. 95: Das Profil an der Nordwand der Kiesgrube Ruhlsdorf

Die Basis der groben Ablagerungen bildet eine Steinsohle als glazifluvialer Aufarbeitungshorizont. Sie enthält 30,7 % windgeschliffener Geschiebe (siehe Tab. 20 S. 184). Der Wert liegt höher als der aus einer benachbarten „normalen“ periglazialen Steinsohle knapp unterhalb der Erdoberfläche (16,5 %).

Die windkanterführende Steinsohle unter den groben glazifluvialen Sedimenten wird als Relikt der periglazialen Landoberfläche gedeutet, die vor dem weichselzeitlichen Inlandeisvorstoß existiert hat. Die liegenden glazifluvialen Sande können dadurch als saalezeitlich eingestuft werden, die hangenden Kiese als weichselzeitlich.

Tab. 20: Ergebnisse der Zählungen windgeschliffener Geschiebe aus der Kiesgrube Ruhlsdorf

Probe:	Steinsohle unter Geschiebemergel	„normale“ periglaziale Steinsohle
windgeschliffen gesamt	30,7%	16,5%
reif	1,5%	0,0%
unreif	8,8%	2,2%
initial	20,4%	14,4%
ohne Schliffmerkmale	69,3%	83,5%
Anzahl der Geschiebe	137	139

Im Hangenden der Kiese folgen geringmächtige Sande und der lückenhaft vorhandene weichselzeitliche Till. In seinem Liegenden fehlen Stauchungen. Der graue, etwa ein Meter mächtige Till ist extrem sandig. Sein Kleingeschiebespektrum wird vom Nordischen Kristallin und Quarz beherrscht (Probe Ruhls3).

In Teilen des Aufschlussprofils wird der obere Till von geringmächtigen glazifluvialen und äolischen Sanden überlagert. Der Till wurde bereits größtenteils entkalkt. Es bildeten sich im Till und in den Sanden Frosttaschen und Tropfenböden (Abb. 96).

In der Kiesgrube Ruhlsdorf wird die morphologische und geologische Wirksamkeit des weichselzeitlichen Eisvorstoßes als äußerst gering eingestuft.



Foto: C. Menzer

Abb. 96: Tropfenböden in der Nordwand der Kiesgrube Ruhlsdorf (Höhe des Ausschnittes ca. 1,2 m)

6.1.6 Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen im Hangenden des Sperenberger Gipsshutes

TK 25 Blatt 3846 Wünsdorf H 5779 100 R 4594 400

Im Jungmoränenland südlich Berlins nimmt der Sperenberger Gipsshut als einziges Festgesteinsvorkommen innerhalb des Arbeitsgebietes eine Sonderstellung ein.

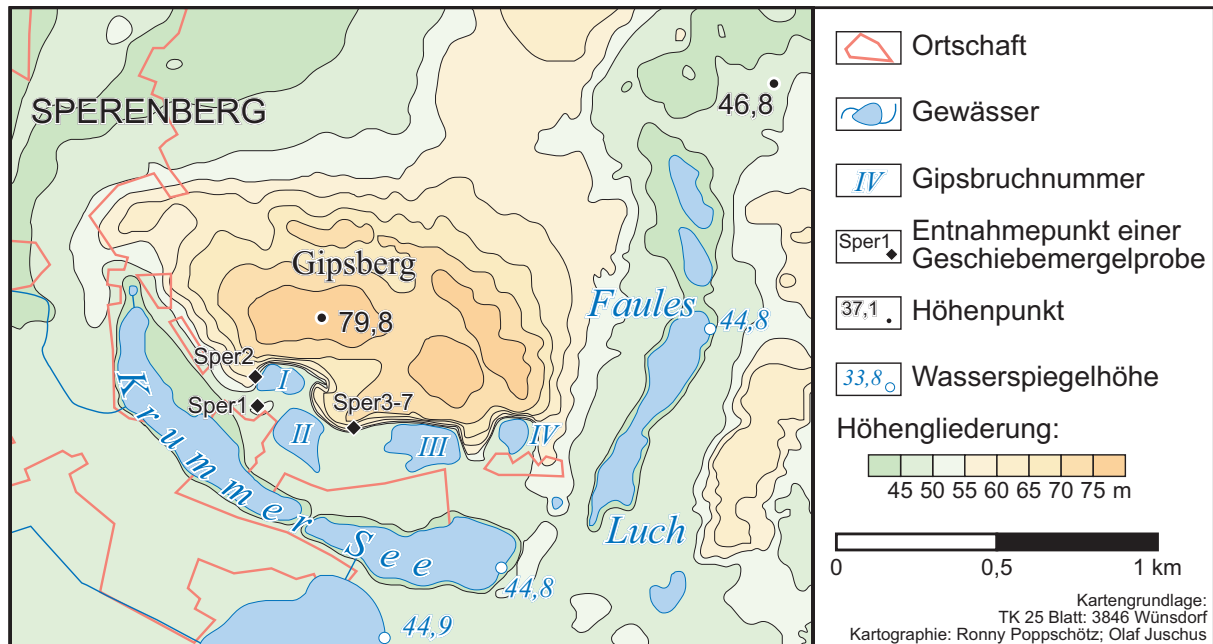


Abb. 97: Der Sperenberger Gipsberg

An den nicht mehr genutzten Gipsbrüchen haben sich stellenweise noch Wände im hangenden Geschiebemergel erhalten. Am Entnahmepunkt der Proben Sper1 und 2, im Westen des Gipsberges, steht ein gelblichgrauer, sandiger Geschiebemergel an. Am Bruch 2 wurden die Proben systematisch vom Liegenden zum Hangenden entnommen (Abb. 98, S. 186). Die unteren Proben bis Sper5 stammen aus einem rotbraunen, relativ tonigen Till. Sper6 wurde einem sandigeren, aber nach wie vor rötlichem Mergel entnommen. Der Till, dem die Probe Sper7 entstammt, steht nur in den oberen 1,5 bis 2 m des Profils an. Dieser Geschiebemergel ist grau, sehr sandig und weist Schichtungen auf, die seine Genese als *meltout till* belegen.

Insgesamt lassen sich am Sperenberger Gipsberg zwei deutlich voneinander unterscheidbare Kleingeschiebespektren nachweisen. Es ist dabei erstaunlich, dass sich in keiner Tillprobe Gipsgeschiebe fanden, auch in den Proben nicht, die unmittelbar über der Gipsoberfläche entnommen wurden (Sper2, 3 und 4).

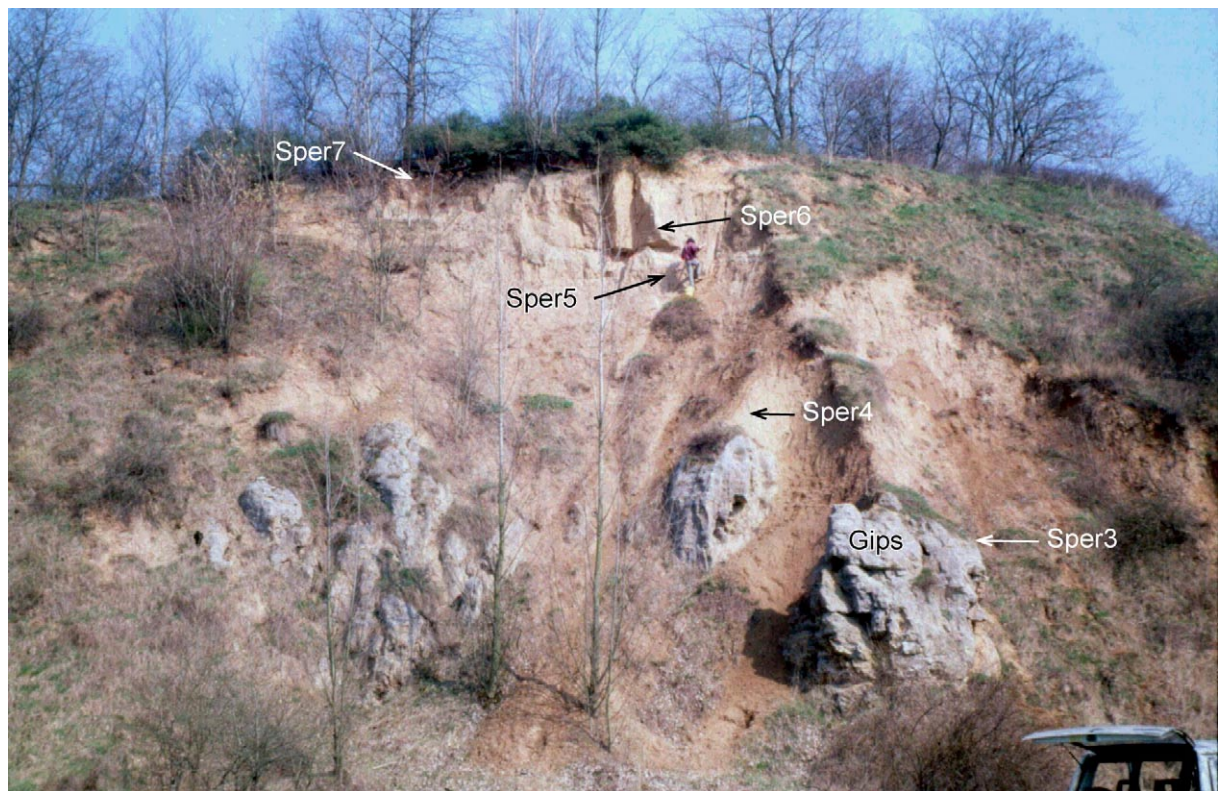


Abb. 98: Entnahmepunkte der Geschiebemergelproben am Sperenberger Gipsbruch 2

Tab. 21: Kurzergebnisse der Kleingeschiebezählungen Sper1, Sper6 und Sper7

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
50,5%	23,2%	0,3%	1,0%	5,5%	1,7%	9,2%	7,1%	1,4%	1180	26
38,1%	37,2%	2,9%	1,0%	6,3%	1,5%	9,1%	3,2%	0,7%	1363	6
42,6%	32,1%	0,0%	1,0%	5,1%	1,3%	9,3%	7,3%	1,4%	1463	26

Die Geschiebespektren der Proben Sper3 bis 6 unterscheiden sich nur gering voneinander. Sie sind reich an Paläozoischem Kalkstein und besitzen einen deutlichen Dolomitgehalt (mehr als 1 %). Der Till, der den Hauptanteil des Profiles am Bruch 2 einnimmt, wird in die Saalevereisung gestellt. Der auf dem Foto in Abb. 98 gut sichtbare Übergang vom tonigen zu einem mehr sandigen Geschiebemergel zwischen den Proben Sper5 und 6 äußert sich nicht im Kleingeschiebebestand.

Erst die oberste Probe Sper7 besitzt eine deutlich abweichende Zusammensetzung. Ein ähnliches Spektrum fand sich auch am Rande des Gipsberges bei deutlicher Zunahme der Tillmächtigkeit (Proben Sper1 und 2). Die sandigen Geschiebemergel besitzen ein quarzreiches Spektrum. Aufgrund der Stratigraphie im Gelände und im

Vergleich mit anderen Proben wird der obere, quarzreiche Geschiebemergel auf dem Sperenberger Gipshut als weichselzeitlich eingestuft. Der Autor ist sich der Unsicherheiten bei der Einstufung bewusst, da kein sicher weichselzeitliches Kleingeschiebespektrum auftrat. Dieses trifft aber auch auf andere, sicher weichselzeitliche Tillproben zu, z.B. auf den oberen Till der Kiesgrube Ruhlsdorf.

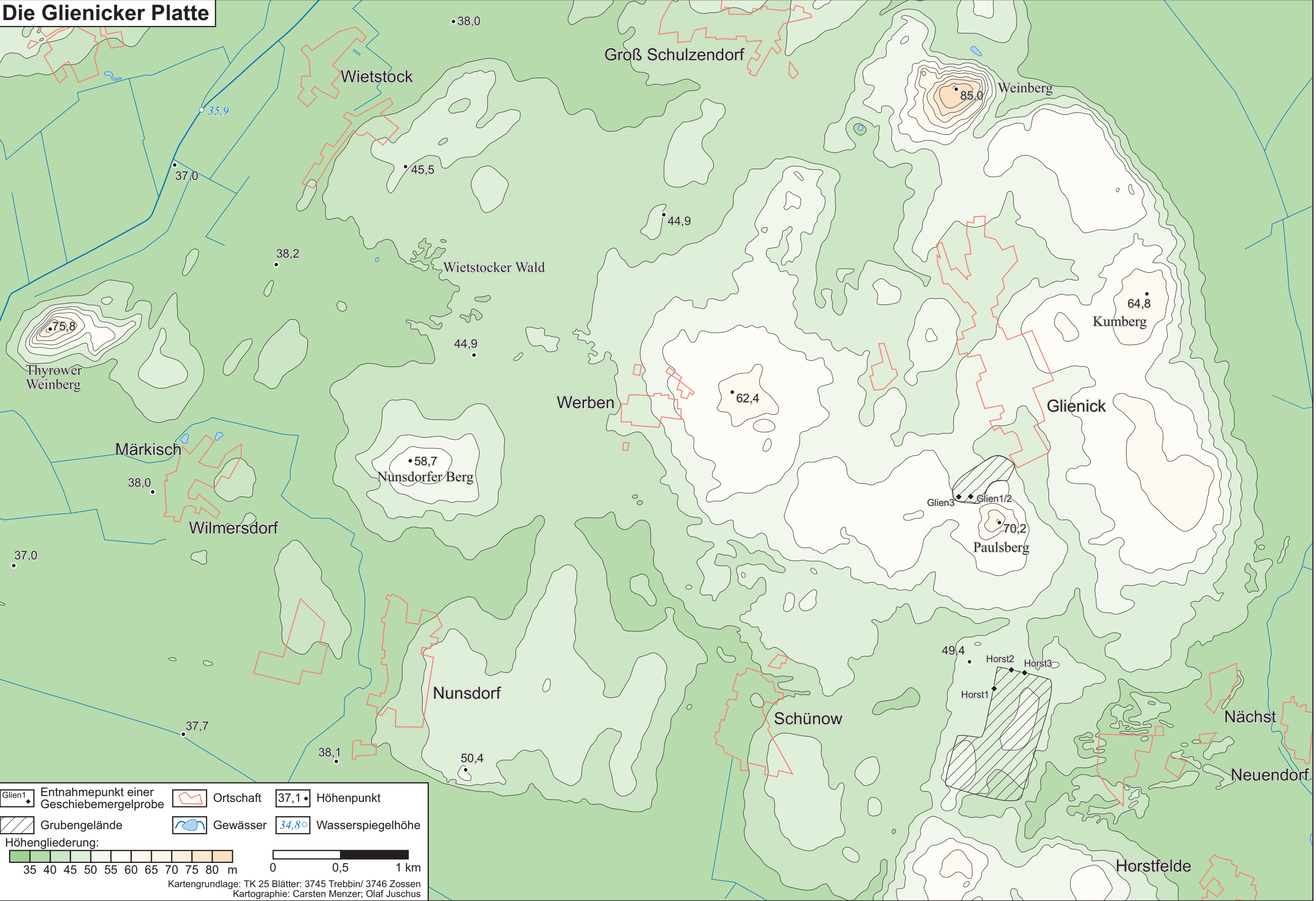
Der Sperenberger Gipsberg, der seine Umgebung um 30 bis 40 m überragt, wurde während der Weichselvereisung vollständig vom skandinavischen Inlandeis überfahren. Da der Weichselmaximalvorstoß mehr als 10 km über den Gipsberg hinaus nach Süden vorstieß, ist es unwahrscheinlich, dass der Berg den jüngsten Gletscher als Nunatak überragte. Eine Strompfeilerwirkung des Gipsberges auf das weichselzeitliche Eis wird aber angenommen. Es ist kein Zufall, dass am Gipsberg die Brandenburger Eisrandlage stark nach Norden zurückspringt.

6.1.7 Die Tongrube Glienick

TK 25 Blatt 3746 Zossen H 5790 600 R 4594 200

Die Tongrube bei Glienick (slawisch für Lehm, Ton), 12 km nördlich von Sperenberg, liegt deutlich tiefer im Rückland der Brandenburger Eisrandlage als der Sperenberger Gipsberg. Glienick liegt zentral auf der nach ihm benannten Hochfläche (siehe beiliegende Karte „Die Glienicker Platte“), die zu den größten Platten des Arbeitsgebietes gehört. Sie wirkt aber nicht annähernd so geschlossen und erreicht auch bei weitem nicht das Höhenniveau der benachbarten Wünsdorfer Platte. Besonders in ihrem Westteil liegt das Hochflächenniveau nur unwesentlich über dem des Talsandes, so dass die Niederungsgebiete buchtartig in die Hochfläche hineingreifen. Schildartig steigt die Hochfläche nach Osten bis zum Paulsberg bei Glienick auf 70 m ü. NN an. Der Glienicker und der Thyrower Weinberg überragen als Einzelberge das gering bewegte Plateau bis zu 35 m. Der Ostrand der Platte ist scharf ausgebildet. Es handelt sich jedoch nicht um eine glazifluviale Unterschneidungskante des Urstromes, sondern um den Einschnitt der Glazialen Rinne des Mellensees. Bei Dabendorf existiert östlich der Rinne ein kleiner Hochflächenrest, der durch die Tätigkeit der Rinne von der Glienicker Platte abgetrennt wurde.

Die Glienicker Platte





Der gestauchte, fettig glänzende Ton unterlagert an dieser Stelle direkt die oberen, ungestauchten Sande.

Man beachte im dunklen Ton die mit einem Winkel von etwa 30° einfallenden hellgrauen Feinsand- und Grobschluffschichten. Sie zeichnen die Stauchung des massig wirkenden Tons nach.

Bei der horizontal verlaufenden „Schicht“ unterhalb des Maßstabes handelt es sich um jungen Versturz.

Abb. 99: Gestauchter Ton in der Tongrube Glienick

Im Gegensatz zu den anderen Tongruben im Arbeitsgebiet steht in der Glienicker Tongrube wirklich Ton bzw. Feinschluff an (siehe

Tab. 27, S. 235). Dabei bildet der Ton das Liegende des Profiles. Er ist dunkelgrau bis graublau und wirkt aus der Entfernung massig. Bei detaillierter Betrachtung erkennt man die Spuren einer kräftigen Stauchung, die die ursprüngliche Schichtung des Tones fast zerstört hat. Zum Teil ist der feingeschichtete Ton in grobe, zenti- bis dezimetergroße Klasten zerlegt worden, die in einer ungeschichteten tonigen Matrix „schwimmen“. Ganz vereinzelt finden sich Kleingeschiebe bis Zentimetergröße.

Im Aufschlussprofil im Südteil der Grube bildet die Oberfläche des Tones eine etwa 50 m messende Mulde (siehe Abb. 58, S. 117). Dort wird der Ton von 2 bis 5 m

mächtigen glazifluvialen/glazilimnischen Sanden und Grobschluffen überlagert, die ebenfalls deutlich gestaucht sind. Abgeschlossen wird die Muldenfüllung von einem grauen, tonigen Till mit einem saalezeitlichen Geschiebespektrum (Probe Glien2).

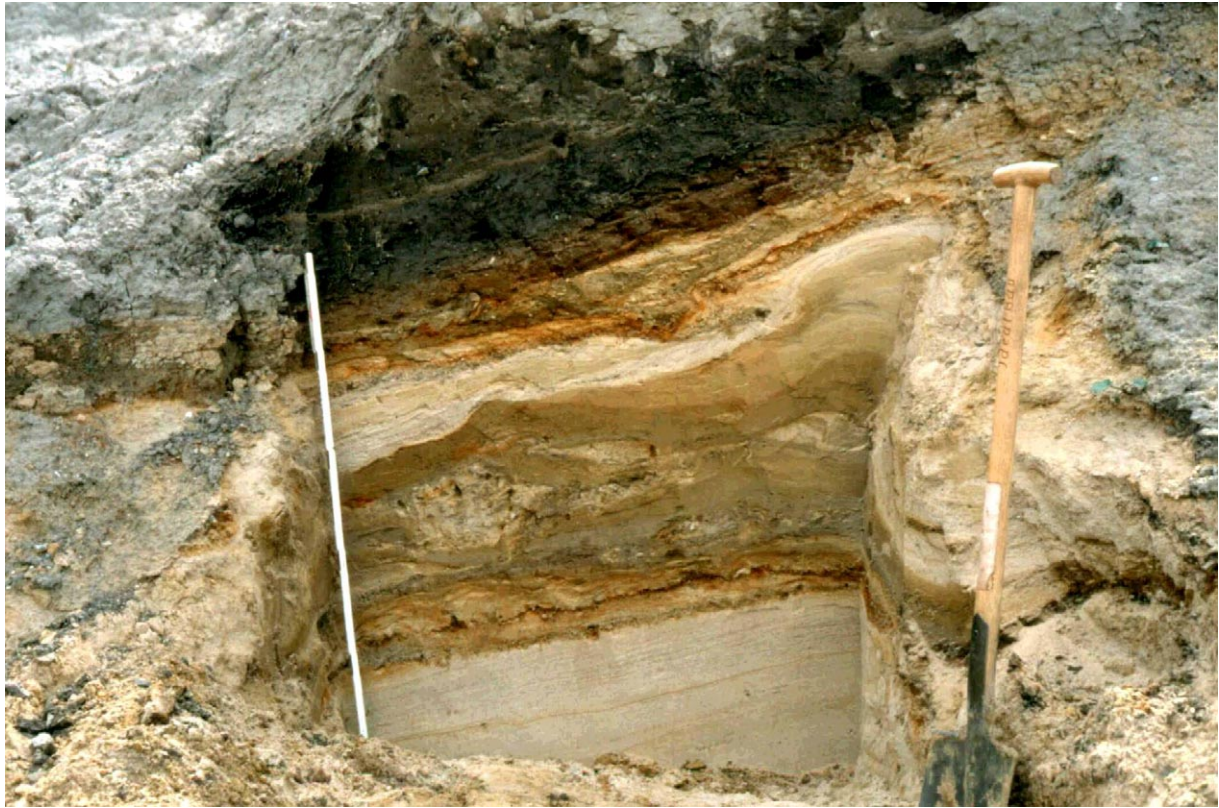


Abb. 100: Gestörte Grobschluffe und Sande im Liegenden des unteren Geschiebemergels (Tongrube Glienick)

Diese Folge wird diskordant von ungestörten, 2–3 m mächtigen glazifluvialen Sanden und dem oberen Geschiebemergel überlagert (Abb. 63, S. 121).

Der obere Till, gelblichgrau und sandig ausgebildet, bildet eine etwa 2 m mächtige Decke. Der Till wird von geringmächtigen ungeschichteten Sanden überlagert. In diesen Sanden hat sich der spätglazial-holozäne Boden entwickelt, eine heute meist gekappte Parabraunerde.

Die Kleingeschiebestatistik kann für den oberen, sicher weichselzeitlichen Till nur unscharfe Hinweise auf sein Alter geben (Proben Glien1 und 3). Einmal mehr verhindert der hohe Anteil an widerständigem Material die zeitliche Zuordnung. Die Probe Glien3 zeigt mit einem deutlich erhöhten Anteil an Paläozoischen Schiefen bereits Eigenschaften des weichselzeitliches Kleingeschiebespektrums.

Für die Interpretation der Plattengenese im Arbeitsgebiet besitzt das Glienicker Profil

eine große Bedeutung. Aufgrund der ungestörten glazifluvialen Sande zwischen dem oberen und dem unteren Till können die kräftigen Stauchungen im Untergrund sicher in die Saalevereisung datiert werden. Das weichselzeitliche Inlandeis hat das Gebiet um Glienick lediglich überfahren, ohne dabei größere Wirkungen zu hinterlassen.

6.1.8 Die Sandgrube am Lindenberg bei Jühnsdorf

TK 25 Blatt 3746 Zossen H 5796 560 R 4593 670

Am Nordhang des Lindenberges bei Jühnsdorf stehen in einer Grube die Sande und Kiese des Berliner Elbelaufes (nach GENIESER 1955) an. Sie wirken ungestaucht, liegen aber deutlich höher als die unbeeinflussten gleichaltrigen Sedimente. Sie enthalten neben einem sehr hohen Anteil an Quarzgeröllen die charakteristischen „Südlichen Geschiebe“ wie Achate und schwarze Lydite, die auch in jüngeren glazifluvialen und glazigenen Ablagerungen des Gebietes oft gefunden werden. Der am Nordrand der Kiesgrube anstehende sandige Geschiebemergel besitzt ein sicher weichselzeitliches Geschiebespektrum, welches in der nur 6 km südlich gelegenen Tongrube Glienick nicht mehr auftritt (Probe Linde1).

6.1.9 Der Aufschluss an der Erdgasleitung zwischen Egsdorf und Töpchin

TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5780 580 R 5403 595

Die Egsdorfer Berge sind eine typische Hochfläche im Rückland der Brandenburger Eisrandlage (Abb. 101, S. 191). Fast ohne geschlossene Hohlformen besitzt sie ein ausgeprägtes, flachwelliges Plateau. Einzige Besonderheit war eine eingestauchte tertiäre Braunkohlenscholle, die zu Anfang des 20. Jahrhunderts abgebaut wurde.

Der Bau der Erdgasleitung legte knapp über der Grabensohle am Punkt HuM4 (Abb. 101) zum Teil intensiv gestauchte glazilimnische Sedimente frei (Abb. 102, S. 191). Die Stauchungen streichen fast genau in Ost-Westrichtung (93°), mit einem Einfallen nach Norden. Die Sedimente bestehen meist aus Feinsanden bis Grobschluffen, in die auch Geschiebemergel eingearbeitet wurde. Sie tauchen nach Südwesten unter das Niveau der Grabensohle ab und werden am Punkt HuM3 von einem rotbraunen Geschiebemergel überlagert. Bohrungen bis 3,5 m unter die Grabensohle wiesen im Liegenden des Tills die glazilimnischen Sedimente nach. Sowohl die gestauchten Eisstauseesedimente als auch der untere Till werden von etwa 3 m mächtigen, ungestörten glazifluvialen Sanden und Feinkiesen überlagert, die als Vorschüttbildungen des jüngsten, weichselzeitlichen Inlandeises interpretiert werden.

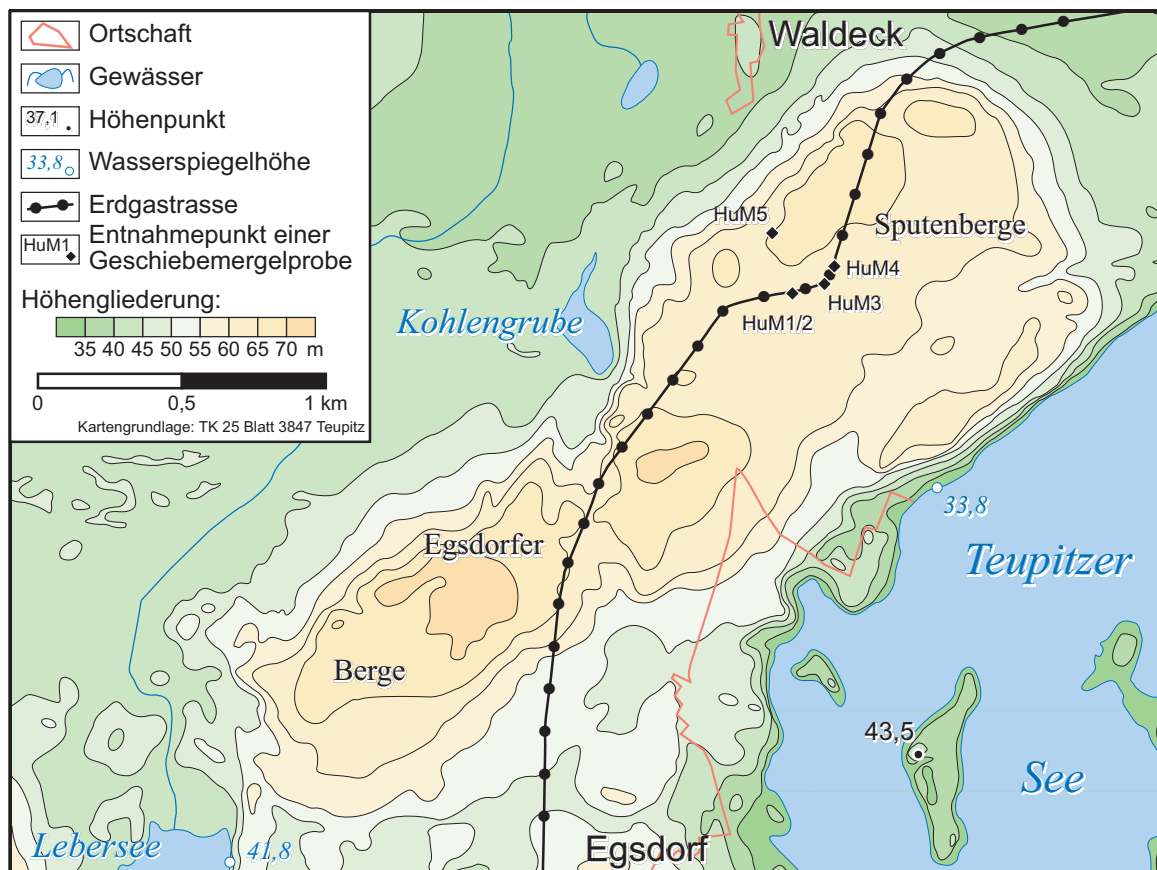


Abb. 101: Die Egisdorfer Berge



Abb. 102: Gestauchte saalezeitliche Sedimente im Liegenden ungestörter weichselzeitlicher Vorschüttssande (Erdgastrasse zwischen Egisdorf und Töpchin)

Die Vorschüttsande sind meist horizontal geschichtet, weisen aber auch Schrägschichtungen auf, die eine Schüttung nach Südwest (220°) anzeigen. Zwischen den Punkten HuM3 und HuM1/2 bilden die glazifluvialen Sande eine flache, etwa 3 m tiefe Mulde. In dieser Mulde hat sich lokal der obere, sehr sandige Till erhalten (Abb. 103). Bis auf geringe Reste an seiner Basis wurde er entkalkt.

Das Profil besitzt Ähnlichkeiten zum 18 km entfernten Profil der Tongrube Glienick. Hier wie dort stehen im Untergrund gestauchte glazilimnische Sedimente an, die der saalezeitliche Till überlagert. Die ungestörten Sande zwischen dem saale- und dem weichselzeitlichen Geschiebemergel belegen, dass der jüngste Eisvorstoß keine stauchende Wirkung besaß. Auch hier weist der obere, weichselzeitliche Till ein quarzreiches Geschiebespektrum auf (Proben HuM1 und 2).

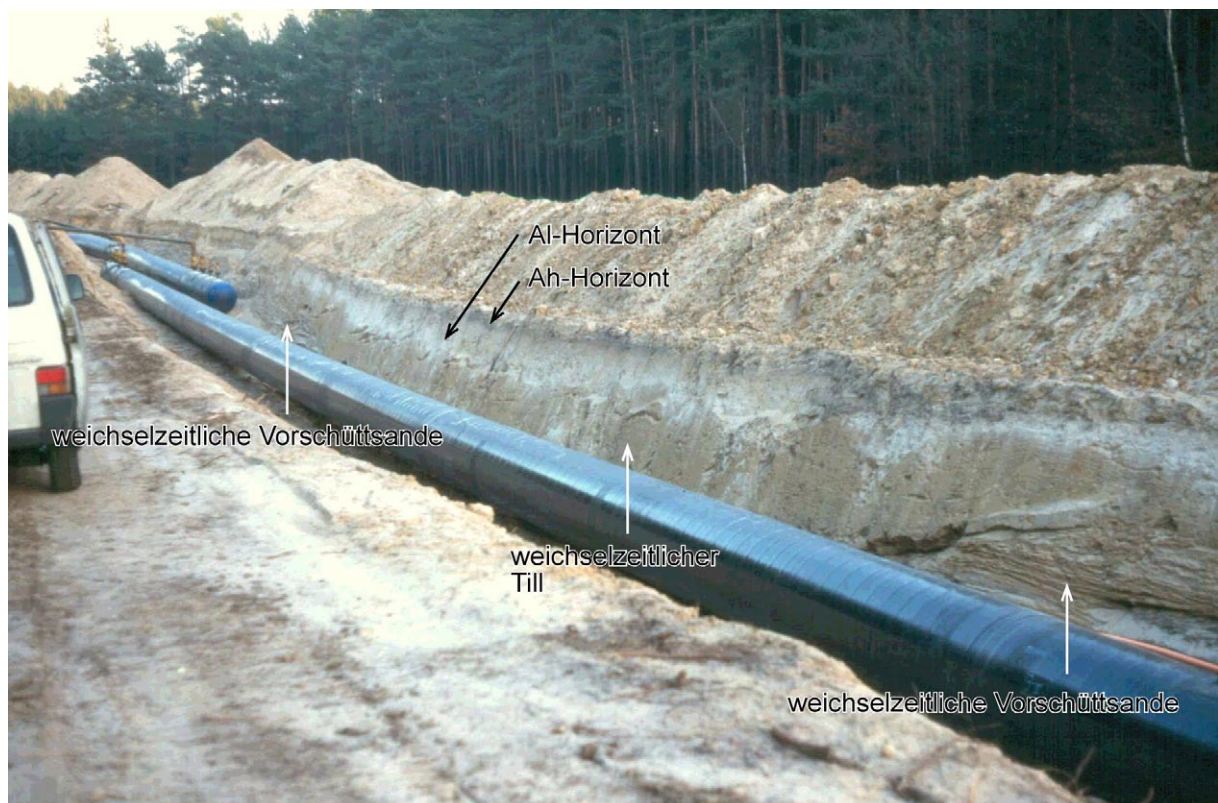


Abb. 103: Der in einer Mulde erhaltene obere Till an der Erdgastrasse zwischen Egisdorf und Töpchin

Anders als in der Tongrube Glienick besitzt der untere Geschiebemergel (Probe HuM3) kein PK-reiches, sondern ein NK-reiches Spektrum. Der in die glazilimnischen Ablagerungen eingestauchte Till (HuM4) ähnelt in seinem Spektrum zwar der Probe HuM3, erweist sich aber aufgrund des hohen Quarzgehaltes als nicht auswertbar.

Der obere Till tritt hier nicht als Decke, sondern lediglich als Muldenfüllung auf.

6.1.10 Die Kiesgrube Pätz

TK 25 Blatt 3747 Teupitz H 5786 000 R 5408 500

Die Kiesgrube am Südrand der Pätzer Platte ist aufgrund ihrer Großsäugerfunde aus dem „Rixdorfer Horizont“ bekannt. Die Pätzer Platte selbst besitzt das typische Inventar einer Hochfläche nördlich der Brandenburger Eisrandlage. Größtenteils eben bis flachwellig ausgebildet, zerschneidet von Liepe bis zum Paddenpfuhl eine undeutlich ausgebildete Rinne die Platte (Abb. 104). Sie berührt in ihrem Randbereich die Kiesgrube.

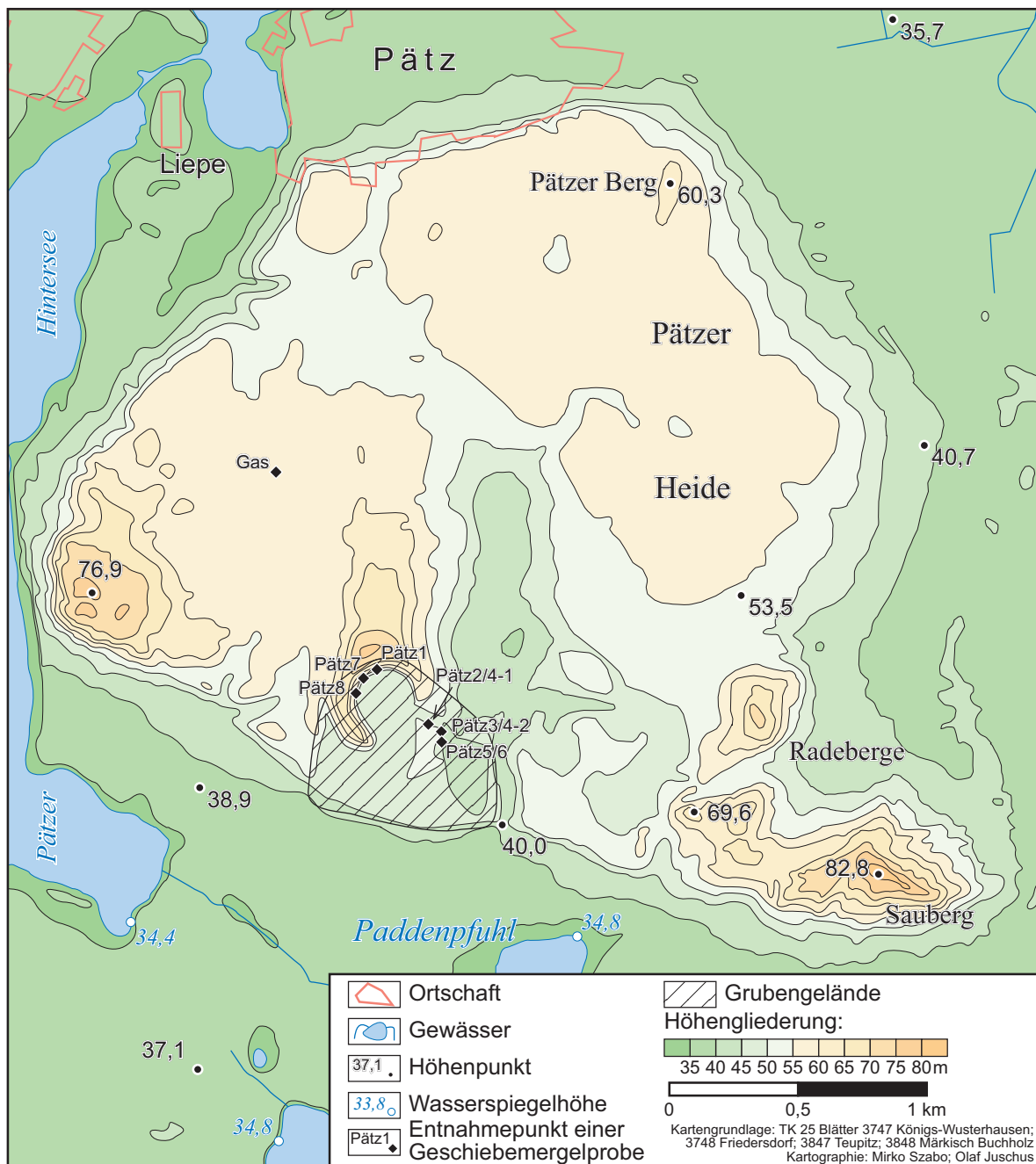


Abb. 104: Die Pätzer Platte

Im Süden der Platte ragen drei Erhebungen isoliert hervor. Die zentrale Erhebung fiel bereits größtenteils dem Sandabbau zum Opfer. Ursprünglich ragte sie bis über 78 m ü. NN auf. Gegenwärtig werden maximal 75 m ü. NN erreicht. Auffällig ist die Ausrichtung der drei Berge von Ostsüdost nach Westnordwest. Sie wurden daher von SCHOLZ (1962) der Rückzugsstaffel 2 im Rückland der Brandenburger Eisrandlage zugeordnet. Im Westteil der Kiesgrube Pätz wird der innere Bau solch einer isolierten Erhebung aufgeschlossen.

Die älteste Ablagerung innerhalb der Kiesgrube ist ein blaugrauer, toniger Till. Er steht eng begrenzt im Niveau der Grubensohle (37 m ü. NN) zwischen den Punkten Pätz2/4-1 und 3/4-2 (Abb. 104, S. 193) an und wird bis zu 5 m mächtig. Sein PK-reiches, saalezeitliches Geschiebespektrum belegt eine nordöstliche Herkunft des Inlandeises (Proben Pätz4-1 und 4-2). Ein Till mit vergleichbarem Spektrum wurde beim Bau der Erdgasleitung etwa 1 km nordwestlich der Kiesgrube aufgeschlossen (Probe Gas). Die Einregelungsmessung der Geschiebe unterstützt die nordöstliche Herkunft des Gletschers (Abb. 105, S. 194).

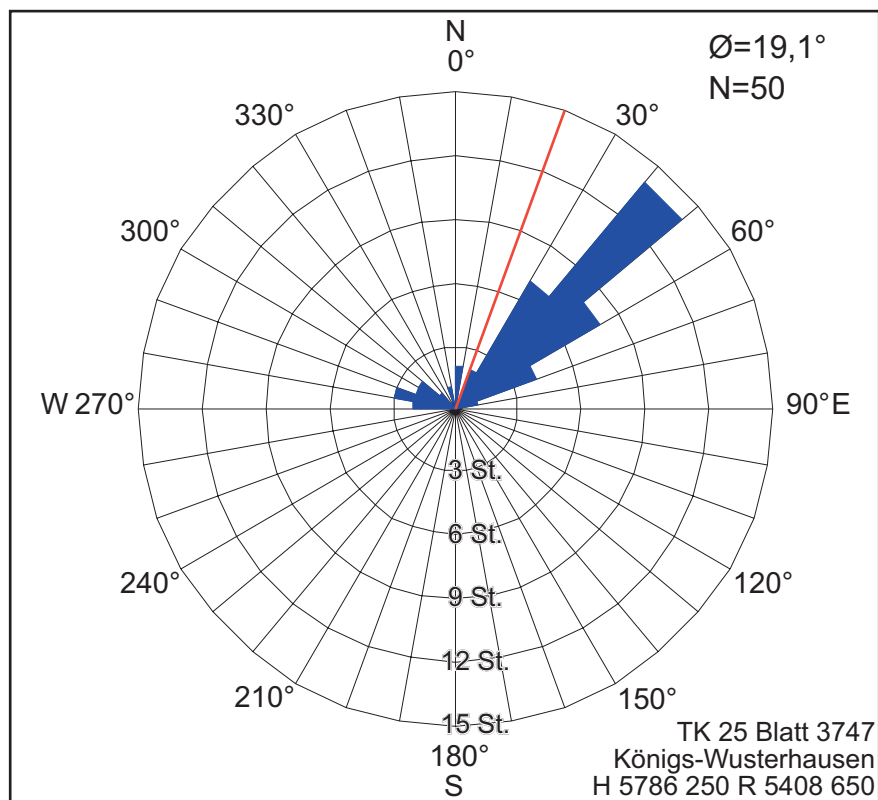


Abb. 105: Geschiebeeinregelung Pätz – unterer Till

Der untere Till wird in der Grube direkt vom oberen, weichselzeitlichen überlagert und ermöglicht so einen guten Vergleich der – bei ähnlicher Genese – sehr verschieden ausgebildeten Ablagerungen.



Abb. 106: Direkter Kontakt zwischen saale- und weichselzeitlichem Till in der Kiesgrube Pätz

Der untere Till ist blaugrau und tonig, der obere gelblichgrau und sandig. Der Übergang zwischen beiden Mergeln ist nicht scharf, sondern in einer etwa 50 cm breiten hellgrauen Zone fließend ausgebildet (siehe Abb. 106). Sie vermittelt in ihren Eigenschaften zwischen den beiden Mergeln und kann mit der Aufarbeitung des unteren Saaletills durch das weichselzeitliche Inlandeis erklärt werden.

Zwischen den Punkten Pätz2/4-1 und 3/4-2 ist der obere, weichselzeitliche Geschiebemergel in einer Muldensituation mit 7 m außergewöhnlich mächtig ausgebildet (siehe auch Abb.

59, S. 118). Aus den Aufschlussverhältnissen in der Kiesgrube wird eine Ausrichtung der Mulde von Nordnordost nach Südsüdwest sichtbar. Sie verläuft parallel zur undeutlich ausgebildeten Rinne, die die Pätzer Platte durchschneidet und wird in einen engen genetischen Zusammenhang mit dieser gestellt. Die Mulde, die der obere Till fast vollständig ausfüllt, wird als eine verfüllte Glaziale Rinne gedeutet.

Der obere Till ist in den hangenden 4 Metern deutlich geschichtet (siehe Abb. 62, S. 120). Meist sind sandige, vereinzelt auch schluffige Schichten eingelagert. Sie

belegen die Genese als *meltout till* stagnierenden Eises. Die große Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels in der Rinne kann gut mit dem von EHLERS (1994 nach DREWRY 1986) beschriebenen Mechanismus erklärt werden, nach dem ein *meltout till* in Muldensituationen deutlich mächtiger ist als außerhalb davon.

Die Kleingeschiebespektren des oberen Tills, die sowohl aus dem *lodgement* als auch aus dem *meltout till* stammen, besitzen meist eine unsichere weichselzeitliche Zusammensetzung bei hohen Quarzgehalten (Proben Pätz2, 5 und 6). Die Gehalte an Paläozoischem Schieferthon sind zwar erhöht, erreichen aber mit einer Ausnahme (Pätz3) nicht die für eine sichere Zuordnung notwendigen NK/PS-Werte von < 6 .

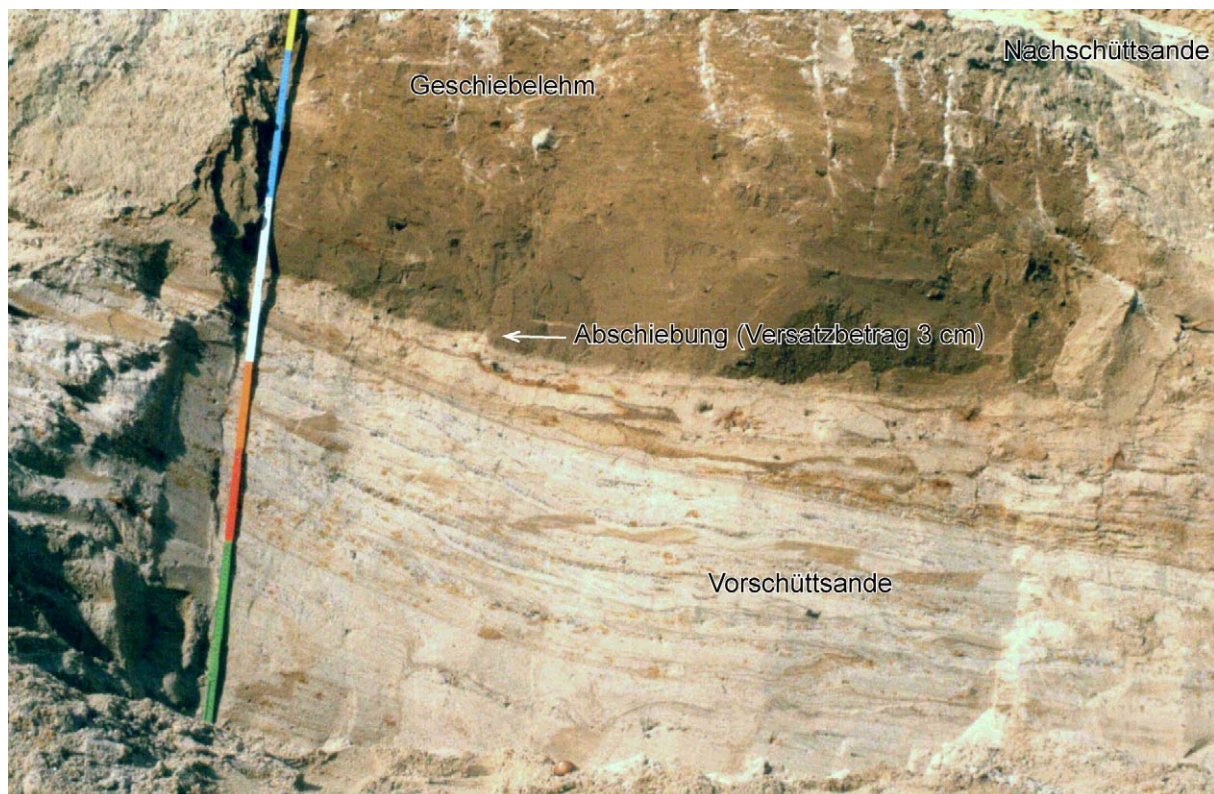


Abb. 107: Geringmächtiger weichselzeitlicher Till in der Kiesgrube Pätz

Die anderen Vorkommen des oberen Tills in der Kiesgrube sind mit dem des Aufschlusses an der Erdgasleitung bei Egisdorf (Kap. 6.1.9, S. 190) vergleichbar. Es handelt sich um 3 geringmächtige (< 2 m) Geschiebemergellinsen am Nord- und Weststoß der Grube. Der weitgehend entkalkte Till lagert knapp unterhalb der Erdoberfläche und wird teilweise von geringmächtigen glazifluvialen und periglazialen Sanden überlagert. Im Kleingeschiebebestand der geringmächtigen Tillvorkommen hat sich mehr widerständiges Material angereichert, so dass die Proben Pätz1 und 7 nicht auswertbar waren.

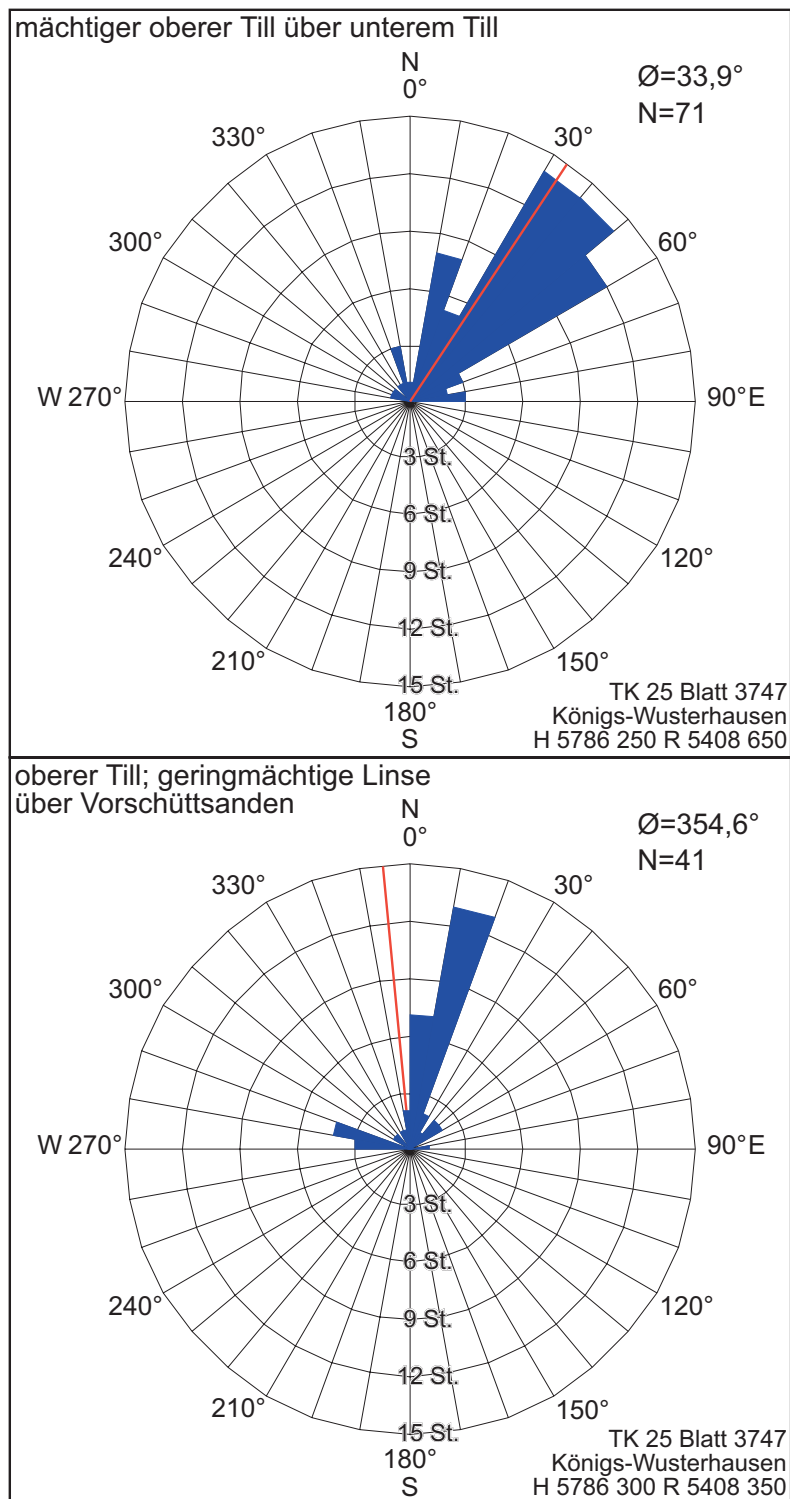


Abb. 108: Geschiebeeinregelung Pätz – oberer Till

Ein widersprüchliches Ergebnis zeigt die Messung der Geschiebeeinregelung im oberen Till. Es wurde sowohl im mächtigen Till, der die Glaziale Rinne verfüllt, als auch in einer geringmächtigen Linse über den Sanden gemessen. Die Einregelung der Geschiebe in den gleichaltrigen Sedimenten unterschied sich erheblich. Mit 33,9° weicht die lokale Bewegungsrichtung des mächtigen Tills erheblich von der Herkunftsrichtung der Großgeschiebe ab. Dass die Rinne die lokale Bewegungsrichtung des Eises beeinflusste ist möglich.

Die geringmächtige Tillinse außerhalb der Rinne zeigt gut die zu erwartende nördliche Richtung mit einer schwachen östlichen Komponente an.

Die Geschiebemergellinsen überlagern in der Kiesgrube sehr mächtige (bis zu 35 m) weichselzeitliche Vorschüttssedimente. Die chronostratigraphische Zuordnung der Sande und Kiese kann durch den „Rixdorfer Horizont“ im Bereich der Grubensohle

belegt werden. Der Horizont selbst, dessen genaue Genese nach wie vor Rätsel aufgibt, wurde durch die Abbauarbeiten wiederholt kurzzeitig aufgeschlossen.



Abb. 109: Grobkiese und kleinere Blöcke im „Rixdorfer Horizont“ der Kiesgrube Pätz

In die hangenden Vorschüttssande sind sowohl grobschluffige als auch kiesige Lagen eingestreut. Ein in die Sande etwa 20 m unter ihrer Oberkante eingelagerter *flow till* belegt, dass die Vorschüttssedimente bei relativ nahem Eisrand und hoher Sedimentationsrate gebildet wurden. Der nur etwa 40 cm mächtige und in einer 10 m breiten Linse erhaltene *flow till* besitzt eine interne Schichtung und Rutschungsflächen. Er stimmt in seiner lithologischen Zusammensetzung eher mit dem oberen als mit dem unteren Till überein. Die Feinkiesanalyse unterstützt diese Zuordnung (Probe Pätz8).

Die mächtigen Vorschüttssande lagern in der Kiesgrube zum Teil kräftig gestört. Damit bilden sie innerhalb des Arbeitsgebietes eine Ausnahme. Die mit dem Abbau ständig wechselnden Aufschlussverhältnisse zeigten in den Sanden mehrere Störungsarten, die auf unterschiedliche Ursachen zurückgeführt werden.

Im Bereich der verfüllten Rinne zeigen die liegenden Sande kräftige Lagerungsstörungen, die auf Rutschungen zurückgeführt werden.



Abb. 110: Im Bereich der Rinne vom oberen Till gekappte Abschiebungen in den liegenden Sanden (Kiesgrube Pätz)

Nach dem Einschneiden der Rinne rutschten die benachbarten Sandpakete in die Rinne ab und leiteten ihre Verfüllung ein. Festgestellt wurden im Bereich der Rinne sowohl flexur- als auch frakturartige Störungen, meist Abschiebungen.

Auf dem Foto in Abb. 110 kappt der obere Till im Bereich der Rinne die Abschiebungen und ist eindeutig jünger als diese. Die Verschleppung der Störung unmittelbar im Liegenden des oberen Geschiebemergels ist ein Beleg für die im Bereich der Rinne geringe stauchende Wirkung des jüngsten Inlandeises. Im Bereich der Rinnenflanke wurden durch die Rutschungen mächtige

Sandpakete schräggestellt (Abb. 111, S. 200).

Neben dem *flow till* wurden in den Sanden auch an anderen Stellen Störungen nachgewiesen, die als synsedimentäre Rutschungen gedeutet werden. Die große Sedimentationsrate der Vorschüttssedimente bedingte eine mangelnde Entwässerung der Ablagerungen, die ihre Verformbarkeit und Anfälligkeit für Rutschungen verstärkt hat. An der Westwand der Kiesgrube wurden Sandpakete von mehreren Dezimetern Mächtigkeit durch Rutschungen gestört. Die liegenden und hangenden Bereiche lagern jeweils ungestört.



Abb. 111: Gerutschte Sande an der Rinnenflanke im Liegenden des oberen Geschiebemergels (rechts oben) der Kiesgrube Pätz



Abb. 112: Eng gestaffelte Überschiebungen in den weichselzeitlichen Vorschüttssanden der Kiesgrube Pätz

Häufiger als synsedimentäre Verformungen finden sich, vor allem im Westteil der Grube, frakturale Störungen in den Sanden. Es handelt sich entweder um Ab- oder um Überschiebungen. Ihre Ursachen sind mehrgestaltig.

Kleinere Störungen werden mit postsedimentären Sackungen erklärt. Der obere Till wurde von diesen Abschiebungen zum Teil mit erfasst. Er ist daher älter (Abb. 107, S. 196). Die räumlich eng begrenzten Störungen erreichen in keinem Falle Sprunghöhen, die 5 cm überschreiten.



Abb. 113: Gestaffelte Überschiebungen (Pfeile) in den weichselzeitlichen Vorschüttsanden der Kiesgrube Pätz

Ein interessantes Phänomen im Westteil der Kiesgrube bildet das System gestaffelter Störungen. Meist handelt es sich um Überschiebungen. Sie zerschneiden die Sande dicht, aber mit relativ geringen Versatzbeträgen (Abb. 112 und Abb. 113). Die Intensität der Störungen nimmt zum Hangenden hin deutlich zu, setzt aber mit dem oberen Till aus. Die Sande im Hangenden des oberen Tills wurden kaum gestört. Außerhalb der Tilllinsen, wo die Vorschüttsande unmittelbar die Nachschüttbildungen überlagern, zeichnet das Aussetzen der Störungen die Grenze zwischen den beiden Ablagerungen nach. Das Streichen der Störungen

verläuft annähernd von Ost nach West, bei einem Einfallen der Überschiebungsflächen nach Norden. Diese Richtung stimmt gut mit dem Ergebnis

der Geschiebeeinregelungsmessung im überlagernden geringmächtigen Till überein.

Die Überschiebungen, die eine Einengung belegen, wurden durch den Druck des weichselzeitlichen Inlandeises erzeugt. Die Kiesgrube Pätz ist damit der einzige Aufschluss innerhalb des Arbeitsgebietes, bei dem die stauchende Wirkung des weichselzeitlichen Inlandeises bis zu 20 m unter die Basis des Gletschers verfolgt werden kann. Die Wirkung des Eises war dennoch moderat, da die Zerschierung mit der Tiefe schnell abklingt und nur Beträge im Bereich von Dezimetern bis wenigen Metern aufweist. Die verglichen mit anderen Aufschlüssen stärkere stauchende Wirkung des Weichseleises wird damit erklärt, dass die mächtigen Vorschüttssande der isolierten Vollform dem vorrückenden Gletscher mehr Widerstand boten als eine ebene oder flachwellige Hochfläche. Bemerkenswert ist das Fehlen flexurartiger Stauchungen. Es wird auf das vollständige Gefrieren der Vorschüttssande unmittelbar nach ihrer Sedimentation zurückgeführt. Beim Überfahren durch den Gletscher konnten sie nur mit Brechung auf den Eisdruck reagieren.

Zusammenfassend wird festgesellt, dass im Unterschied zu den bisher beschriebenen Aufschlüssen die weichselzeitlichen Sedimente in der Kiesgrube Pätz zum Teil Mächtigkeiten von mehr als 35 m erreichen. Der größte Teil entfällt dabei auf glazifluviale Vorschüttssedimente. Der weichselzeitliche Till tritt außer als geringmächtige, lückenhafte Decke auch mächtiger als Füllung einer Glazialen Rinne in Erscheinung. Trotz tiefreichender Beeinflussung muss die Wirkung des jüngsten Inlandeises auf den Untergrund als mäßig eingeschätzt werden.

Auf keinen Fall sind in der Kiesgrube Ablagerungen im Zuge einer Rückzugstaffel aufgeschlossen, da den oberen Geschiebemergel in diesem Fall mächtigere Nachschüttbildungen überdecken müssten. Die von SCHOLZ (1962) beschriebenen Rückzugsstaffeln können zumindest an dieser Stelle widerlegt werden. Die isolierte Einzelerhebung besteht aus weichselzeitlichen Vorschüttssedimenten, die vom jüngsten Inlandeis überfahren wurden.

6.1.11 Die Sandgrube am Nordhang des Madikenberges bei Ahrensdorf

TK 25 Blatt 3845 Woltersdorf H 5785 100 R 4580 190

Die Doppelkuppe des Madiken- und des Steinberges (siehe Abb. 55, S. 115) überragt als isolierte Einzelerhebung markant die umgebenden Talsandniederungen. Am Nordrand des Madikenberges steht in einer verfallenen Sandgrube der stark

sandige Geschiebemergel der jüngsten Vereisung an.

Innerhalb der Sandgrube überlagert der Till glazilimnische Ablagerungen, meistens Feinsande, in die 1 bis 3 cm mächtige Schluffschichten eingelagert sind.

Der 2,4 m mächtige Till ist deutlich zweigeteilt. Die liegenden 50–60 cm sind extrem sandig ausgebildet, während der obere Teil noch stark sandig ist. Eine 5 cm breite Zone mit eingelagerten Sandlinsen, trennt die Tillpakete.

Die Kleingeschiebespektren aus beiden Tillpaketen wichen kaum voneinander ab (Proben Madik1 und 2). Sie wiesen einen extremen Quarzreichtum auf. Die Probe Madik1 erreichte mit 31,4 % Quarzgehalt den Maximalwert aller Proben aus dem Jungmoränenland. Der frische Zustand des Tills sowie fehlende Neubildungen belegen, dass die gering widerständigen Komponenten primär fehlen und nicht sekundärer Verwitterung zum Opfer fielen.

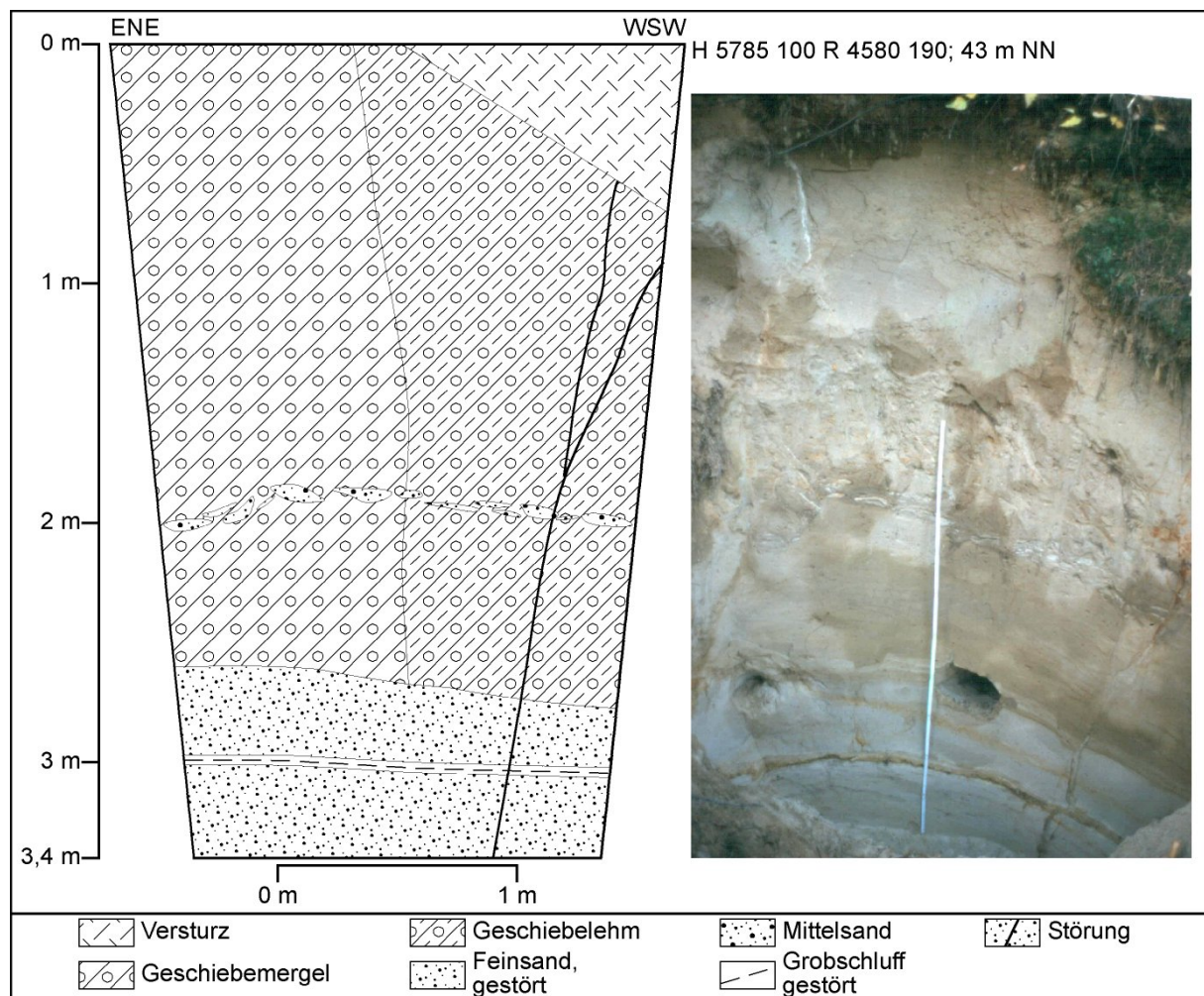


Abb. 114: Schurf Madik1



Die Mächtigkeit der Stauchungszone unterhalb des weichselzeitlichen Tills beträgt mindestens 80 cm und lag unterhalb der Grubensohle (Abb. 115).

Die Basis des oberen Geschiebemergels steigt in Richtung auf den Madikenberg an. Das wird als ein deutlicher Beleg dafür gewertet, dass die Vollformen des Madiken- und des Steinberges älter sind als die jüngste Inlandeisbedeckung.

Abb. 115: Gestauchte Feinsande und Grobschluffe im Liegenden des oberen Geschiebemergels am Madikenberg

6.1.12 Der Aufschluss im Taleinschnitt westlich von Löwendorf

TK 25 Blatt 3745 Trebbin H 5787 510 R 4580 785

Die Löwendorfer Platte beherbergt in ihrem östlichen Teil eine markante Schmalrinne (Abb. 116, S. 205), die die große Reliefenergie des Plateaus noch zusätzlich erhöht. Aufgesetzt auf die Hochfläche überragen die Einzelerhebungen des Löwendorfer und des Kienberges die Landschaft um mehr als 50 m.

Am Ostrand der Rinne hat sich 1,5 km westlich von Löwendorf ein kleines Trockental gebildet (Punkt Müll), wo für den lokalen Bedarf eine Lehmgrube entstand.

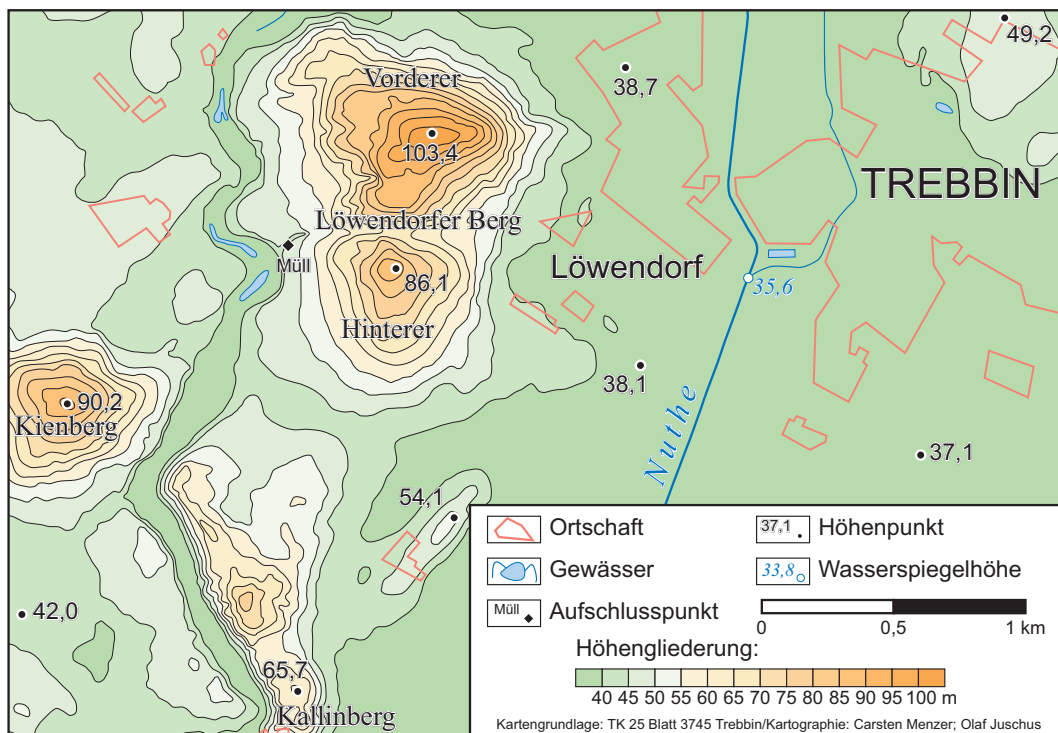


Abb. 116: Die Löwendorfer Berge

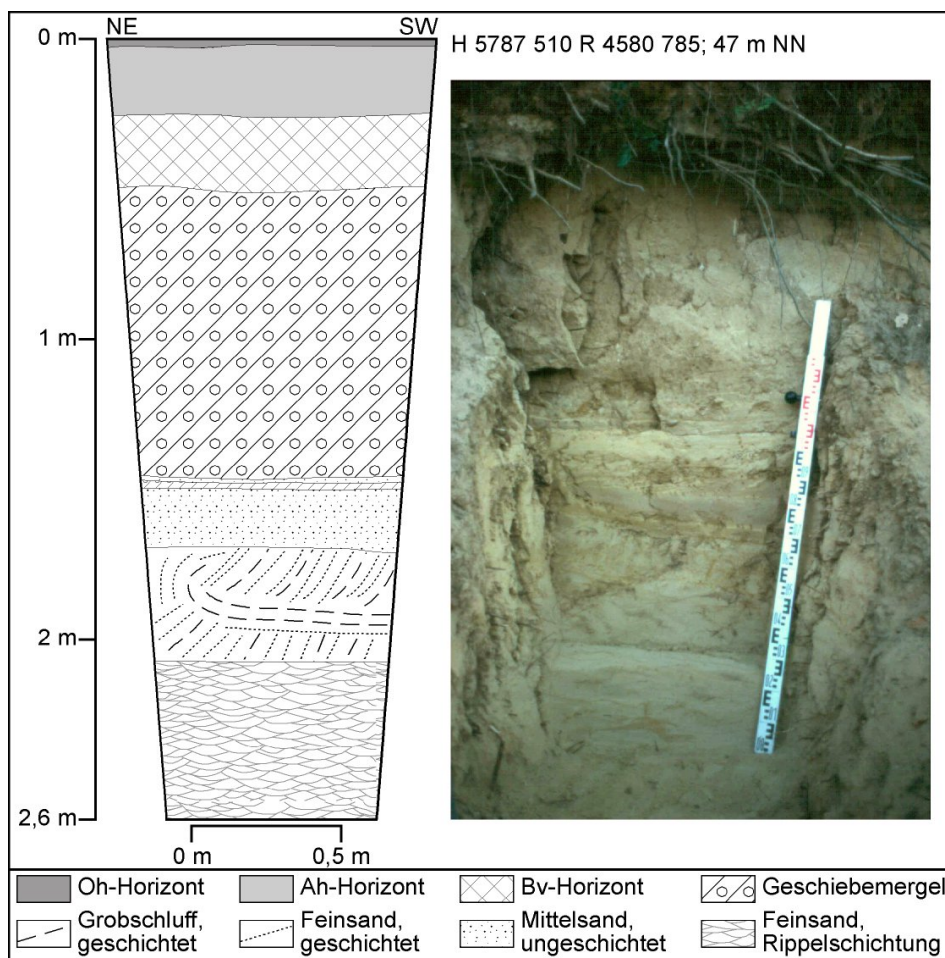


Abb. 117: Schurf Müll 1

Der hangende Teil des Profiles wird vom 2 bis 3 m mächtigen oberen Till eingenommen, der in der typischen sandigen, gelblichgrauen Ausbildung auftritt. Das Liegende des Tills bilden grobschluffige glazilimnische Sedimente, die bis 55 cm unterhalb des Geschiebemergels deutliche Stauchungen zeigen. Sie setzen mit einer scharfen Grenze aus. Die Strömungsrippeln im Liegenden zeigen mäßig bewegtes, nach Norden abfließendes Wasser an.

Der massig wirkende Till weist in seinen oberen Bereichen undeutliche Schichtungen auf, die auch hier seine Genese als *meltout till* belegen. Alle Kleingeschiebeproben besitzen weichselzeitliche Kleingeschiebespektren (Proben Müll1 bis 3), auch wenn bei zwei Proben (Müll1 und 3) die Quarzgehalte erhöht sind.

Tab. 22: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Müll1

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
37,2%	31,5%	0,0%	4,9%	2,4%	0,2%	13,9%	7,9%	2,0%	495	0

6.1.13 Die Sandgrube am Thyrower Weinberg

TK 25 Blatt 3745 Trebbin H 5787 510 R 4580 785

An der Straße von Thyrow nach Märkisch Wilmersdorf ist am Fuße des Weinberges in einer auflässigen Sandgrube ein sehr sandiger Geschiebemergel aufgeschlossen, der glazifluviale Sande überlagert. Die hangenden Bereiche des 2,2 m mächtigen Tills sind stärker sandig als die liegenden.

Beide Proben aus dem Till sowie die aus einer Baugrube vom westlich benachbarten Thyrower Berg erwiesen sich, ähnlich den Proben vom Madikenberg, als extrem quarzreich (Proben ThyWein1 und 2 sowie Thyrow1).

6.1.14 Die Kiesgrube Horstfelde

TK 25 Blatt 3746 Zossen H 5789 100 R 4594 600

Die Kiesgrube Horstfelde weist andere Lagerungsverhältnisse auf, als die nur 2 km nördlich liegende Tongrube Glienick. Im Liegenden des oberen Tills sind hier ausschließlich mächtige Sande aufgeschlossen, die als weichselzeitliche Vorschüttssande interpretiert werden. Im Nassbaggerbetrieb werden wahrscheinlich auch ältere Sande und Kiese gewonnen, da das Spülgut reichlich Quarzgerölle und relativ viel südlichen Lydit enthält, die auf den Berliner Elbelauf (nach GENIESER 1955) hindeuten.

Der obere, sehr sandige Geschiebemergel liegt im Bereich der Kiesgrube als sehr lückenhafte Decke vor, die meist kleinere Muldensituationen ausfüllt (siehe Abb. 60, S. 118). Eng begrenzt schwillt er als Füllung einer morphologisch undeutlichen Glazialen Rinne auf mehr als 7 m Mächtigkeit an. Er besitzt im oberen Teil eine – allerdings undeutliche – Schichtung, mit der er sich als *meltout till* zu erkennen gibt. Diese Verhältnisse gleichen denen der Kiesgrube Pätz.



Abb. 118: Gestauchte Sande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Kiesgrube Horstfelde

Die liegenden Vorschüttssande besitzen in der Grube eine Mächtigkeit von mindestens 15 m. Sie wurden durch das weichselzeitliche Eis relativ gering beeinflusst. Die Störungen unterhalb des oberen Tills überschreiten an keiner Stelle einen Meter Mächtigkeit. Die gestauchten liegenden Sande in Abb. 118 werden 30 cm unterhalb des Aufschlusses von ungestörten Sanden unterlagert. Der obere, sehr geringmächtige Till spaltet sich am Nordweststoß der Grube in einen liegenden *deformation-* und einen hangenden *lodgement till* auf. Der inhomogene *deformation till* besteht aus verschleppten und intensiv beanspruchten Sanden mit eingelagerten

Tilllinsen. Mit scharfer Grenze folgt im Hangenden der massige, gelblichgraue *lodgement till*. Abgeschlossen wird das Profil von einer teilweise gekappten Parabraunerde.

Auch innerhalb der Horstfelder Grube besitzt der obere Till kein sicher weichselzeitliches Kleingeschiebespektrum. Alle Proben (Horst1 bis 3) wurden mit widerständigem Material angereichert. Allerdings deutet der erhöhte Gehalt an Paläozoischem Schieferthon ein weichselzeitliches Spektrum zumindest an.

6.1.15 Die Kiesgrube Teupitz

TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5777 850 R 5407 125

Die Kiesgrube bei Teupitz befindet sich 2,5 km ostsüdöstlich des Ortes. Ihre Aufschlussverhältnisse ähneln denen in Horstfelde. Auch hier finden sich im Liegenden des oberen Tills Vorschüttssande von mehr als 10 m Mächtigkeit. Vereinzelt sind schluffige und kiesige Lagen eingestreut. Die Sedimente lagern weitgehend ungestört. Lediglich am Nordstoß der Grube fanden sich eng begrenzt Rutschungen. Die Sande liegen meist in Horizontalschichtung vor; es wurden aber auch Schichtpakete mit Rippelschichtung nachgewiesen. Die Schüttungsrichtung der Sande konnte an den Rippeln mit NNE-SSW bestimmt werden.

Der obere Till steht eng begrenzt im südwestlichen Teil der Grube oberflächlich an. Er bildet eine lediglich meterdicke Mulde im Hangenden der Vorschüttssedimente.

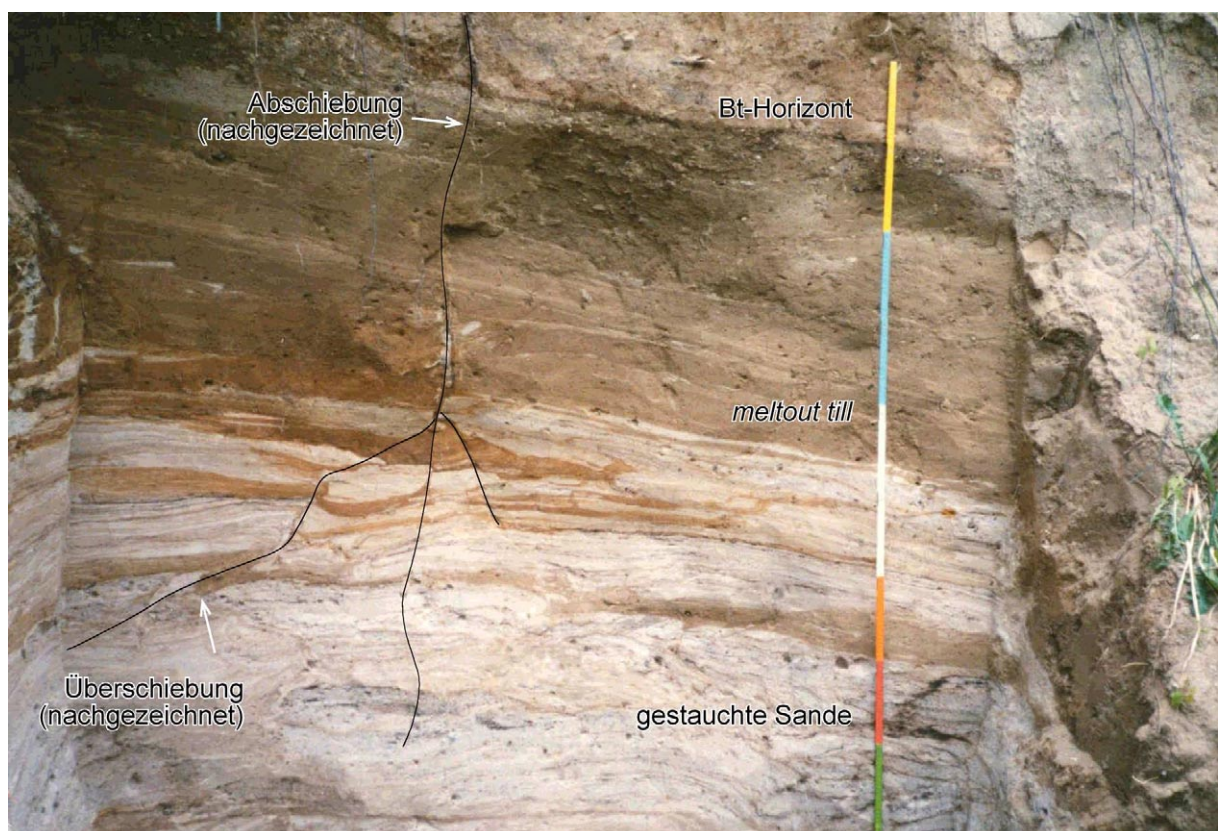


Abb. 119: Gestauchte Sande im Liegenden des oberen Geschiebemergels der Kiesgrube Teupitz

Einmal mehr ist er deutlich geschichtet. Fast das gesamte Tillpaket wird als *meltout till* angesprochen. Die Stauchungen, zu denen sowohl die Überschiebung als auch plastische Deformationen der Sande gerechnet werden (siehe Abb. 119), klingen im Liegenden des Tills nach 1,5 m aus. Der Till wird von Abschiebungen mit geringen Versatzbeträgen zerschert. Diese sind eindeutig jünger als der Till und werden auf postsedimentäre Sackungsbewegungen zurückgeführt. Der Till besitzt ein sicher weichselzeitliches Kleingeschiebespektrum.

6.1.16 Schurfgruben östlich von Scharfenbrück

TK 25 Blatt 3845 Woltersdorf H 5777 725 R 4588 875 (Schurf SB6)

Im Rahmen der forstlichen Standortkartierung wurden auf dem ehemaligen russischen Truppenübungsplatz Kummersdorf-Gut Schurfgruben zur Einschätzung der Bodenfruchtbarkeit niedergebracht. Sie befanden sich im Südteil der Kummersdorfer Platte im Übergangsbereich zum Baruther Urstromtal.

Die Kummersdorfer Platte hebt sich morphologisch von allen größeren Platten im Arbeitsgebiet am wenigsten von den umgebenden Talsandgebieten ab. Umgekehrt liegt sie sogar zum Teil tiefer als das südlich sich anschließende Baruther Urstromtal. Weitgehend eben bis flachwellig ausgebildet, stehen meist sandige Sedimente an der Oberfläche an, die eine genaue Abgrenzung zu den umgebenden Urstromtalungen erschweren.

Die acht Schürfe wurden auf unterschiedliche Standorte innerhalb des Truppenübungsplatzes verteilt. Meist wurden glazifluviale (Abb. 120, S. 210, Schurf SB1) oder äolische Sedimente (Abb. 121, Schurf SB4) ergraben. Ein Schurf im Niederungsbereich legte anmoorige Ablagerungen frei. Von großer Bedeutung erwies sich die Schurfgrube SB6 (Abb. 122, S. 211). Sie legte einen 1,8 m mächtigen Geschiebelehm frei, der glazifluviale Sande überlagert. Sie wurden durch eine Bohrung im Liegenden des Tills nachgewiesen.

In unmittelbarer Umgebung der Schurfgrube stand gelblichgrauer, sandiger Geschiebemergel an. Auch wenn sich die Probe (Probe SB) aufgrund der Anreicherung mit widerständigem Material als nicht auswertbar erwies, so kann doch aus dem Kontext auf einen weichselzeitlichen Till geschlossen werden. Damit wird die Genese der Kummersdorfer Platte als tiefliegende „Hochfläche“ begründet.

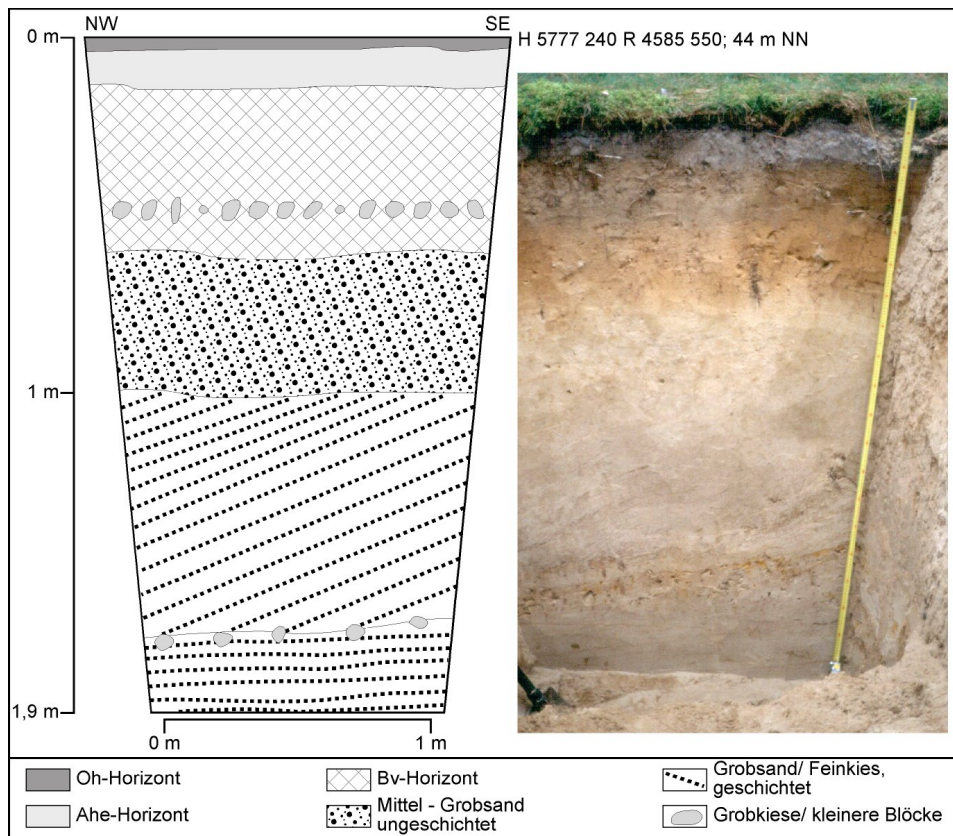


Abb. 120: Schurf SB1

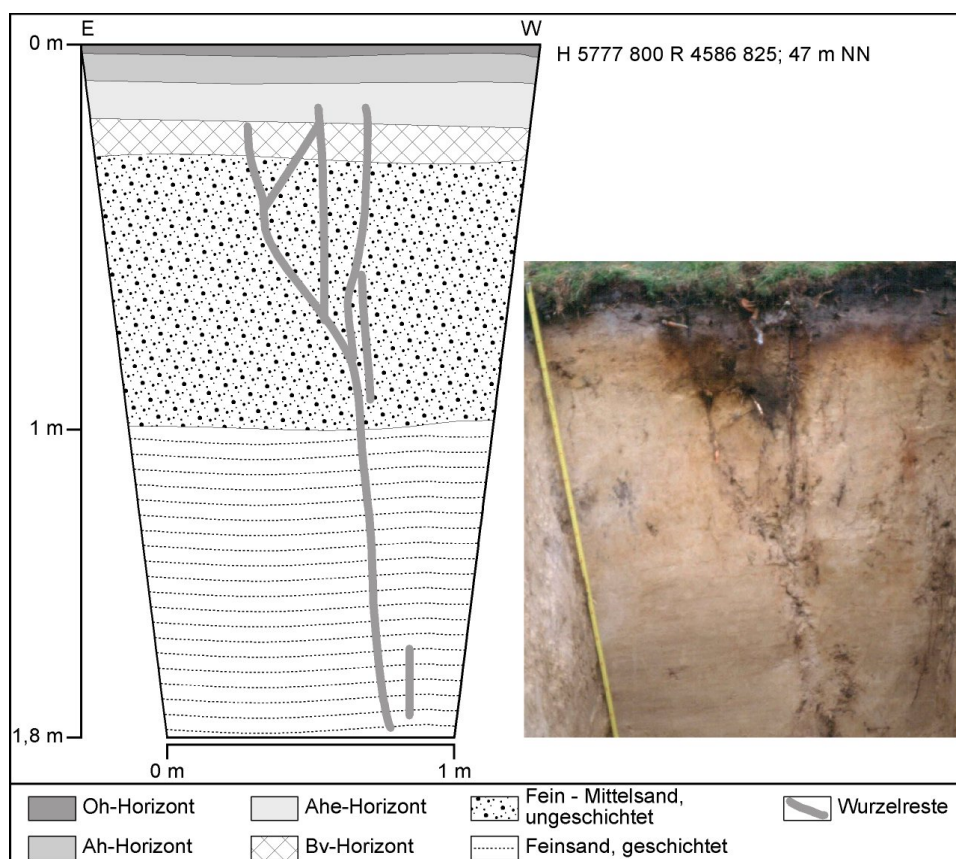


Abb. 121: Schurf SB4

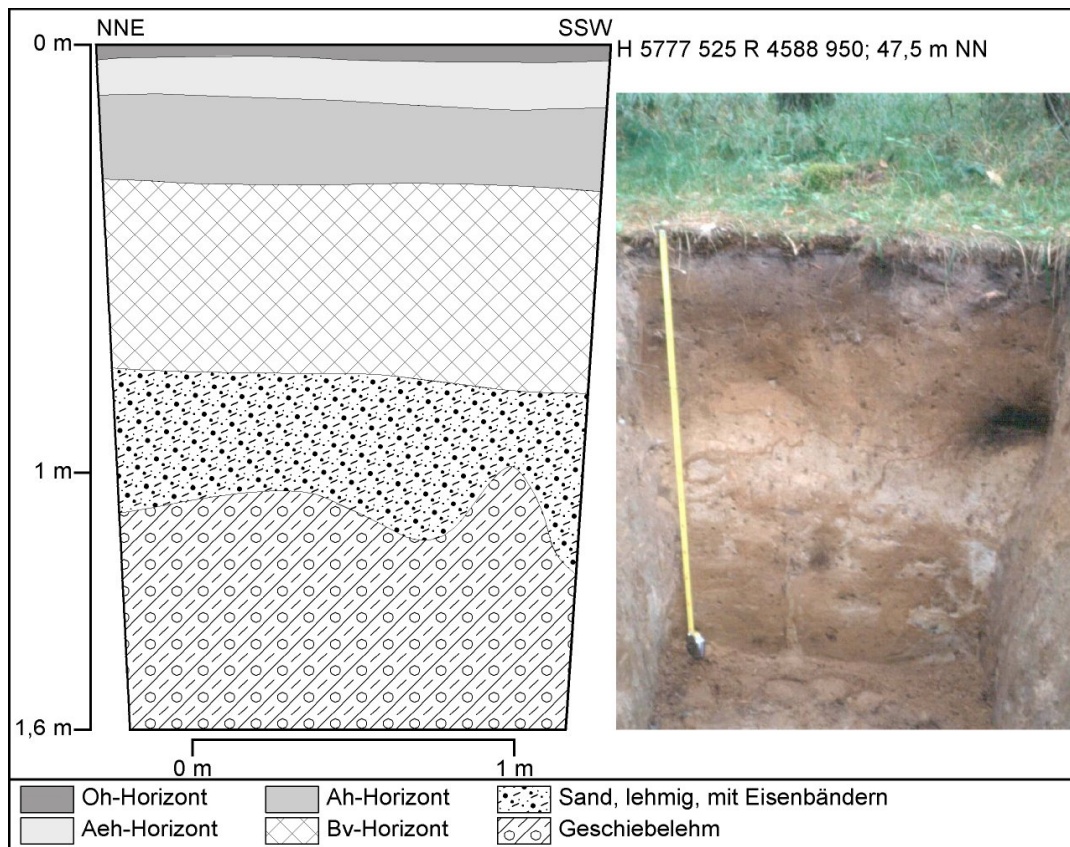


Abb. 122: Schurf SB6



Abb. 123: Schräggeschichtete, gekappte aber ungestörte Sande im Liegenden des oberen Tills (Baustelle A113 bei Kiekebusch/Teltowplateau)

6.1.17 Der Aufschluss an der Baustelle der A113 bei Kiekebusch

TK 25 Blatt 3647 Zeuthen H 5802 600 R 5401 550

Der Ausbau des Schönefelder Autobahnkreuzes ermöglichte bei Kiekebusch, 1,5 km nördlich des Kreuzes, einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse des weichselzeitlichen Geschiebemergels und der unterlagernden Sedimente im südlichen Teil des Teltowplateaus.

Der obere, weichselzeitliche Till bildet nördlich der Straße Zeuthen – Kiekebusch eine ausgedehnte Decke, die ungestörte glazifluviale Sande überlagert (Abb. 123, S. 211). Der sandige Till besitzt mit seiner gelblichgrauen Farbe die typischen Eigenschaften des oberen Geschiebemergels im Jungmoränenland südlich Berlins.

Die Schichtung der liegenden Sande wird bei Schrägschichtung scharf vom hangenden Till gekappt, während bei horizontalgeschichteten Sanden der Übergang eher konkordant wirkt. Die Kappung der Schichten belegt die Aufnahme des liegenden glazifluvialen Materials durch das Inlandeis. In den Sanden fanden sich vereinzelt Geschiebemergellinsen, die als *flow till* gedeutet werden. Sie entsprechen in ihrer lithologischen Ausbildung dem überlagernden Till und belegen die Genese der Sande als Vorschüttbildungen. Das völlige Fehlen von Stauchungen und die scharfe Kappung der Vorschüttsande wird mit dem vollständigen Gefrieren derselben begründet, was eine Deformation unmöglich machte.

Der Till, durchschnittlich 2 m mächtig, besitzt in seinem oberen Meter die sehr deutliche Schichtung eines *meltout tills* (Abb. 124, S. 213). Die Schichtungen gehen in erster Linie auf die Einlagerung sandiger Sedimente zurück. Die sandigen Einlagerungen vermitteln zur hangenden Bodenbildung, einer relativ sandigen, meist gekappten Parabraunerde. Es gab keine jüngere Sedimente im Hangenden des Tills.

Unmittelbar an der Brücke über die Autobahn der Straße von Zeuthen nach Kiekebusch schwillt der weichselzeitliche Till auf eine Mächtigkeit von mehr als 6 m an, um 30 m südlich der Brücke wieder Mächtigkeiten von 2 m zu besitzen. Die Situation erinnert an die Aufschlüsse in Pätz und Horstfelde. Allerdings kann hier keine morphologisch erkennbare Rinne nachgewiesen werden, an die sich die Mächtigkeitszunahme des oberen Geschiebemergels knüpft.

Alle Proben von der Baustelle bei Kiekebusch besaßen ein weichselzeitliches Kleingeschiebespektrum (Proben Autobahn1 bis3).

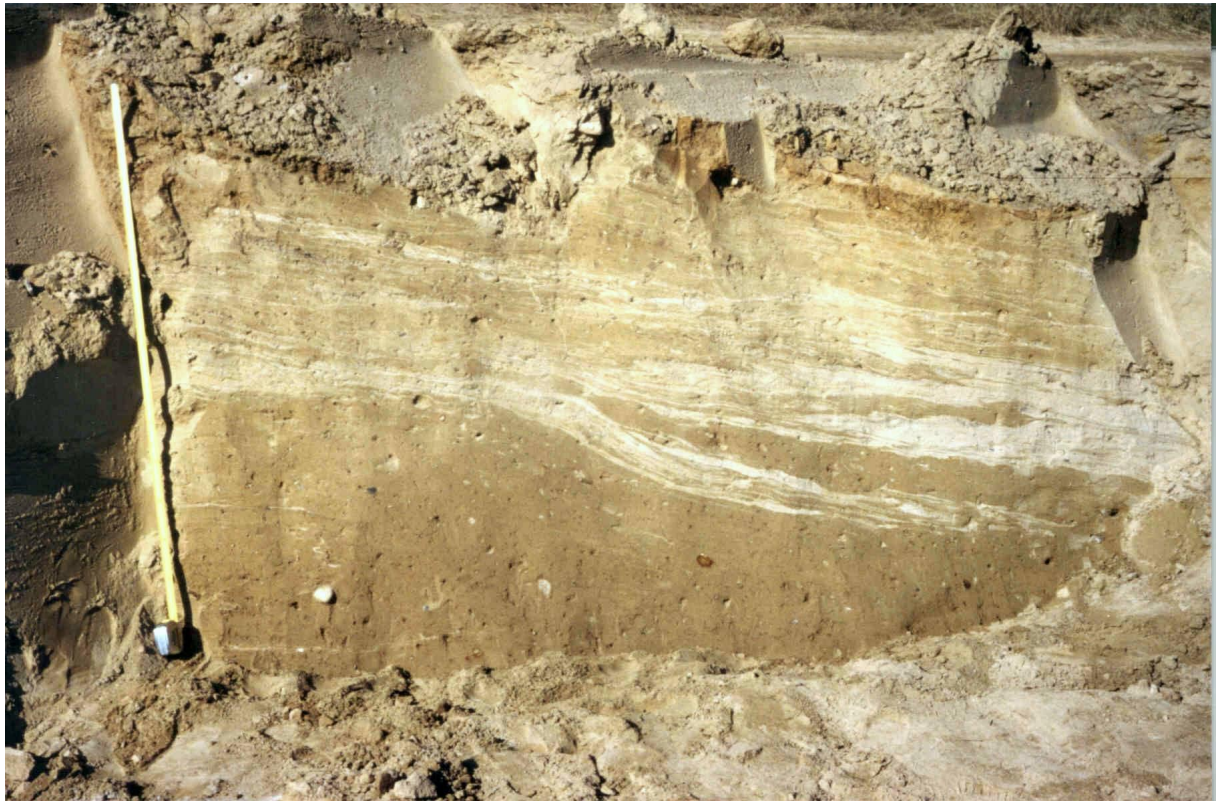


Abb. 124: Geschichteter *meltout till* im Hangenden ungeschichteten *lodgement tills* (Baustelle A113 bei Kiekebusch/Teltowplateau)

6.1.18 Untersuchungen auf der Wünsdorfer Platte

TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5781 170 R 5399 225 (Entnahmepunkt Zehr2)

Die Existenz des ehemaligen Dorfes Zehrendorf auf der Wünsdorfer Platte (60 m über dem Talsand- und Grundwasserniveau) war an die Hochlage saalezeitlicher Staubeckensedimente bzw. toniger saalezeitlicher Geschiebemergel gebunden. Sie wurden in zahlreichen, inzwischen verfallenen Tongruben abgebaut. Lediglich bei der Sanierung eines Tongrubengewässers in Kallinchen bei Töpchin waren die gestauchten Feinschluffe und ein toniger Geschiebemergel kurzzeitig aufgeschlossen. Auch südlich der Ortslage Zehrendorf steht relativ toniger Geschiebemergel an der Oberfläche an. Beide Tillproben besitzen den typischen Dolomitgehalt eines saalezeitlichen Mergels (Proben Kalli1 und Zehr1). Ältere Sedimente bilden demnach den Kern der Wünsdorfer Platte und lagern in ungewöhnlich hoher Position.

Dieser Fakt wird als Erklärung dafür herangezogen, dass der obere, sandige Geschiebemergel, der am Südrand der Wünsdorfer Platte und weiter südlich bei Zesch am See vorgefunden wurde, ein saalezeitliches Geschiebespektrum besitzt.

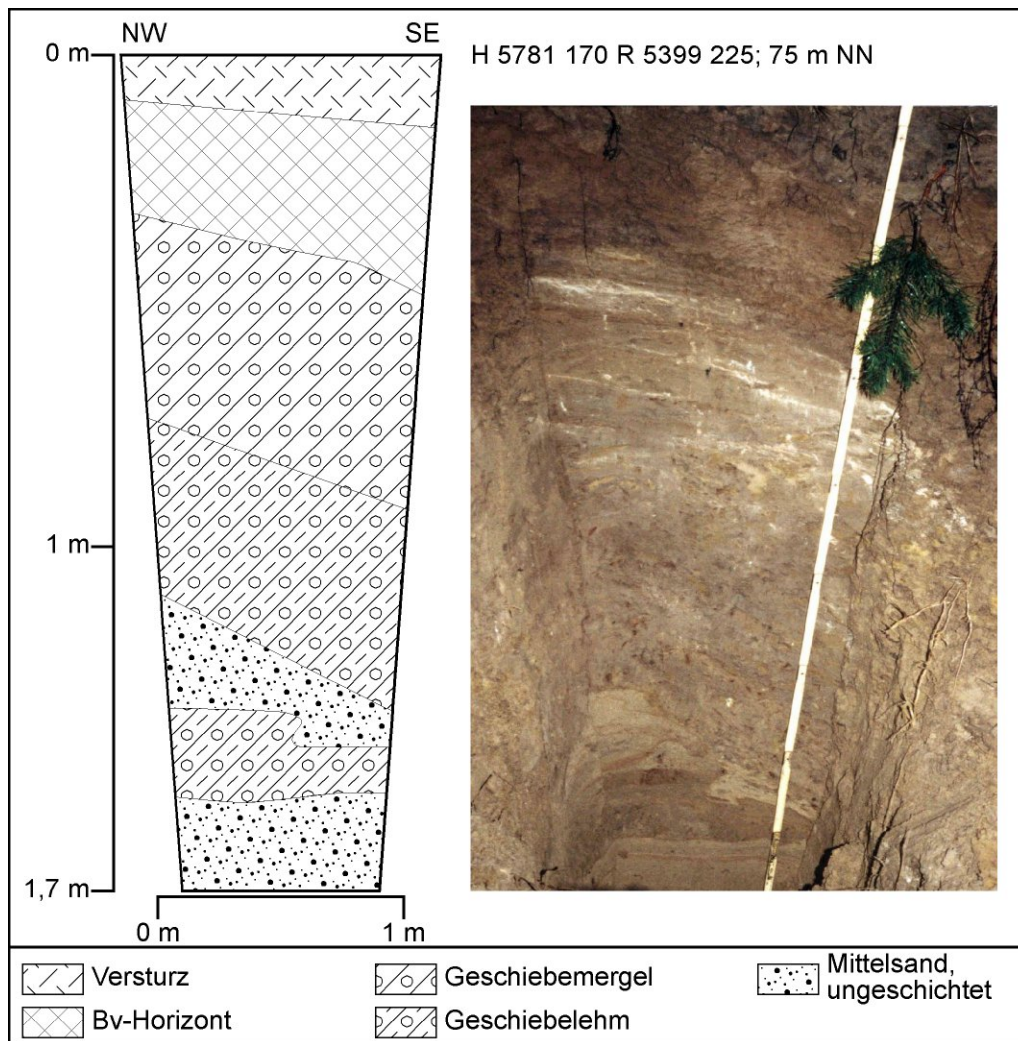


Abb. 125: Schurf Zehr1

Von den Lagerungsverhältnissen her handelt es sich eindeutig um einen weichselzeitlichen Till. Er ist geringmächtig, sandig und als *meltout till* ausgebildet. Er überlagert im Aufschluss glazifluviale Sedimente. Wie bei den anderen Vorkommen des oberen Geschiebemergels im Arbeitsgebiet, so hat auch hier das Eis das liegende Material, in diesem Falle aber saalezeitliche Sedimente, aufgenommen. Der erhöhte Quarzanteil belegt weiterhin die Aufnahme widerständigen glazifluvialen Materials.

Tab. 23: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Zehr2

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
38,6%	35,8%	0,0%	1,7%	6,0%	0,5%	11,0%	6,0%	0,3%	634	7

6.1.19 Aufschlüsse im Gebiet von Zesch

6.1.19.1 Die Sandgrube nördlich von Zesch

TK 25 Blatt 3847 Teupitz H 5776 790 R 5399 475

Etwa 400 m nordöstlich des Dorfplatzes von Zesch befindet sich am Ostrand des Höhenrückens, über den die Brandenburger Eisrandlage verläuft, eine auflässige Sandgrube. An ihren Rändern konnte an mehreren Stellen ein geringmächtiger Till nachgewiesen werden, der glazifluviale Mittel- bis Grobsande überlagert. Von NITZ (1969) werden die liegenden Sande als intensiv gestaucht beschrieben. Die Basis des Geschiebemergels, der von intensiven Karbonatausfällungen geprägt ist, fällt dabei nach Westen ein und verläuft konform mit der Geländeoberfläche.

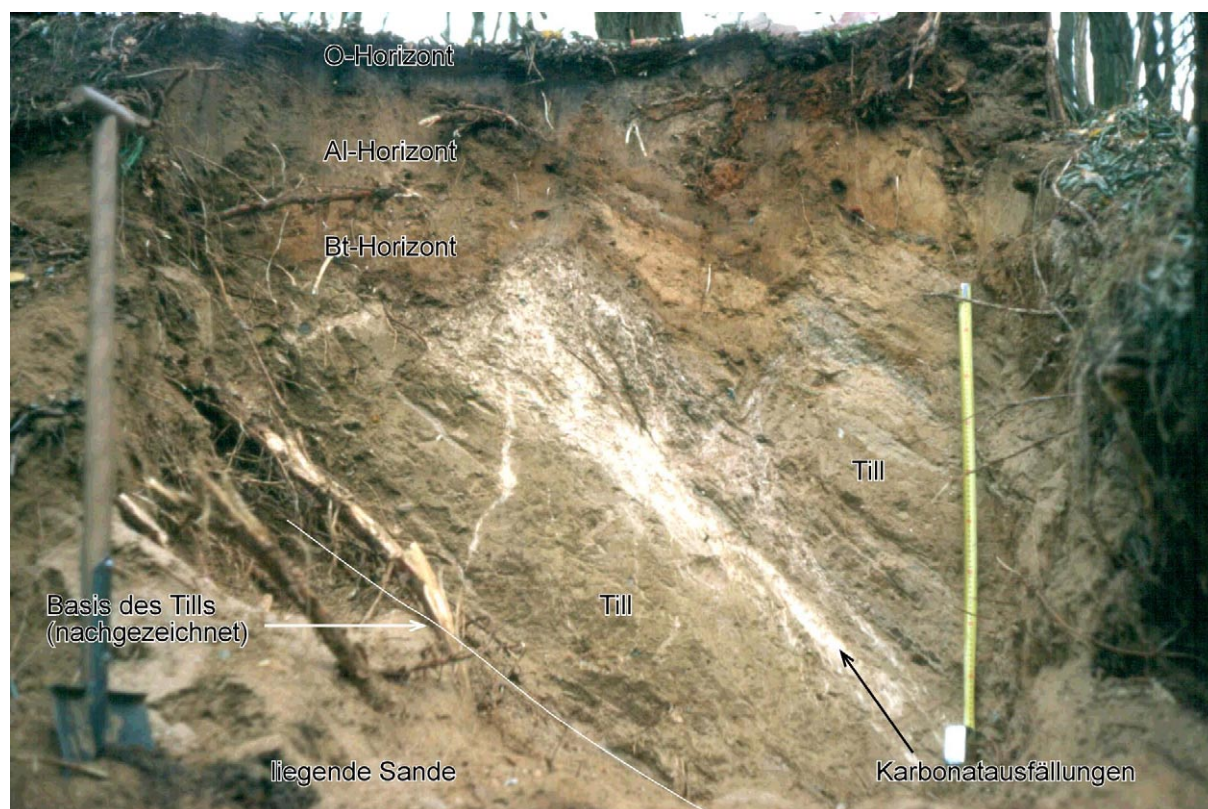


Abb. 126: Geringmächtiger Geschiebemergel in der Sandgrube nordöstlich von Zesch (Schurf Zesch4)

Tab. 24: Kurzergebnis der Kleingeschiebezählung Zesch3

NK	PK	D	PS	F	MK	S	Q	So	ges.	Nb
38,1%	34,7%	1,5%	0,7%	6,9%	0,9%	12,9%	4,1%	0,2%	464	46

Obwohl der Till alle Eigenschaften des oberen, weichselzeitlichen Geschiebemergels besitzt, ergaben die Analysen aller drei Proben, die entnommen wurden, kein

weichselzeitliches Spektrum (Proben Zesch2 bis 4, siehe auch beiliegende Karten nach S. 61). Zwei Proben waren quarzreich. Umgekehrt sogar besitzt eine entnommene Probe (Zesch3) ein Spektrum, wie es für saalezeitliche Geschiebemergel typisch ist. Im vorangegangenen Abschnitt zur Wünsdorfer Platte wurde bereits auf dieses Phänomen eingegangen.

6.1.19.2 Der Schurf Zesch3

Der Schurf Zesch3 wurde am Innensaum der Endmoräne 1,8 km südlich von Zesch gegraben (siehe beiliegende Karten: Der Baruther Sander und Morphologische Übersichtskarte des Baruther Sanders nach Seite 61). Seine Sedimente werden im Kap. 4.2.3 auf Seite 64 beschrieben.

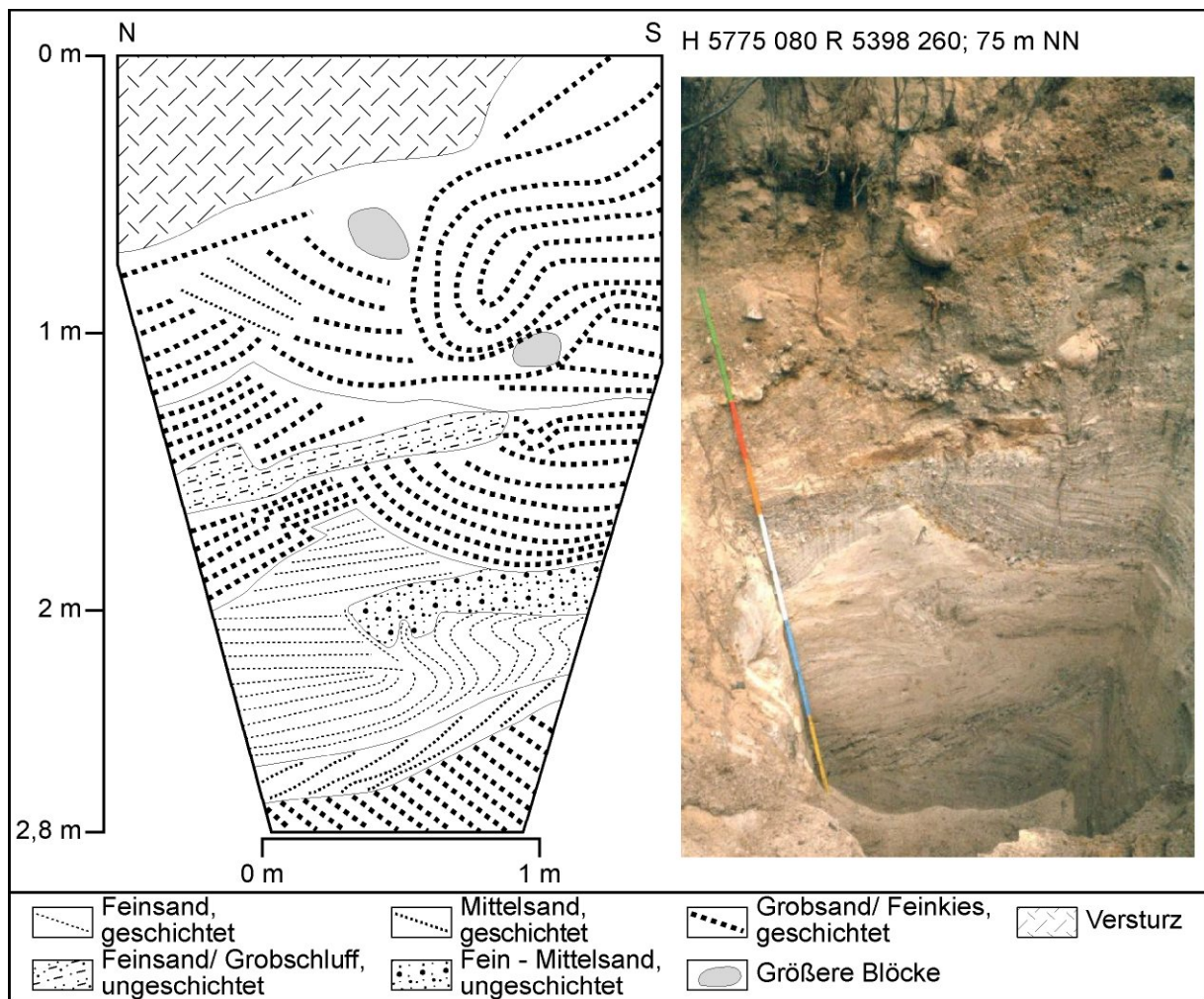


Abb. 127: Schurf Zesch3

6.1.19.3 Aufschlüsse im Areal des Eisstausees von Zesch

Die Aufschlussbeschreibungen der Schürfe, die in die Ablagerungen des Zescher Eisstausees gegraben wurden, befinden sich im Kap. 4.4.2.2 ab Seite 103.

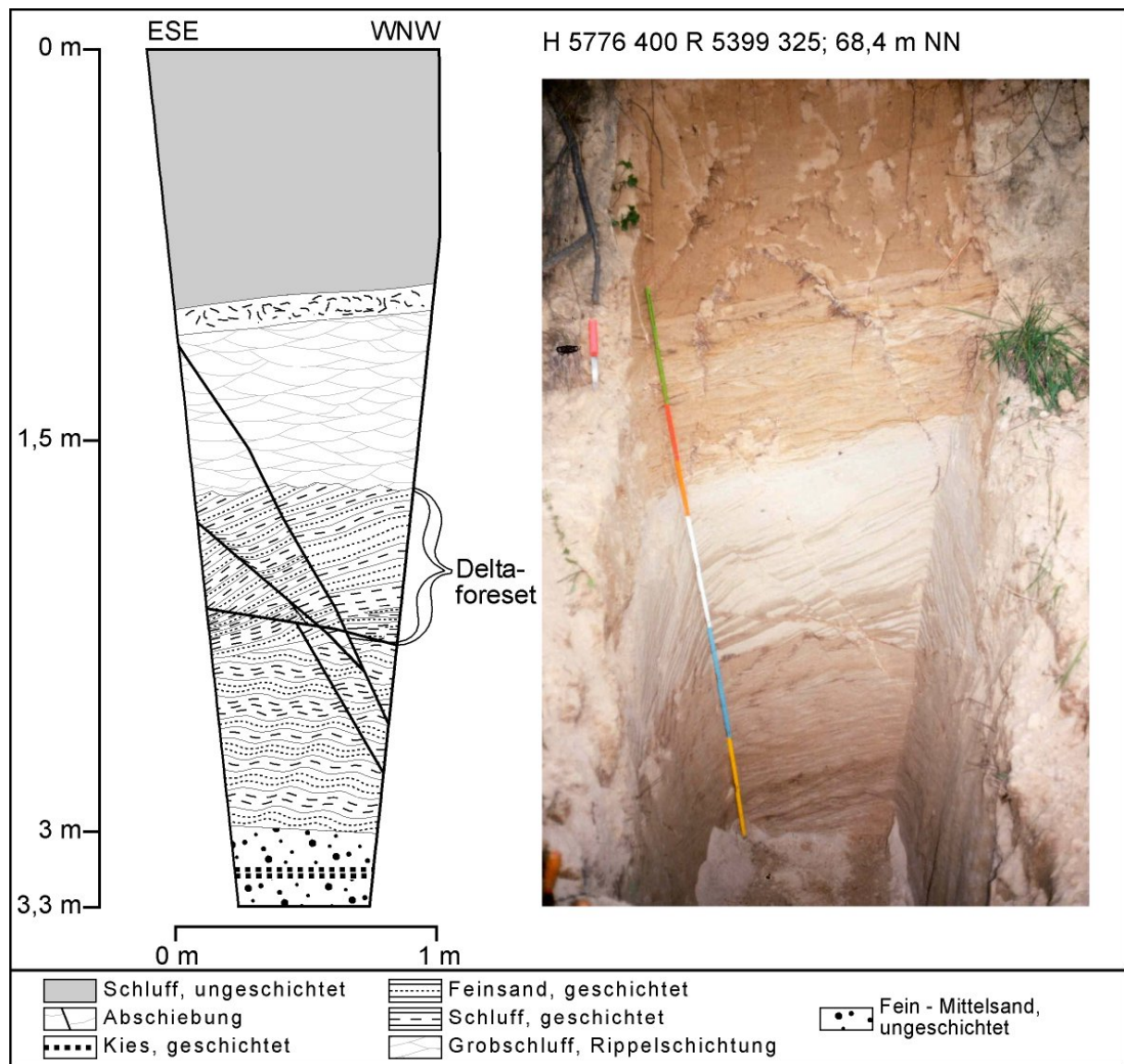


Abb. 128: Schurf Zesch1

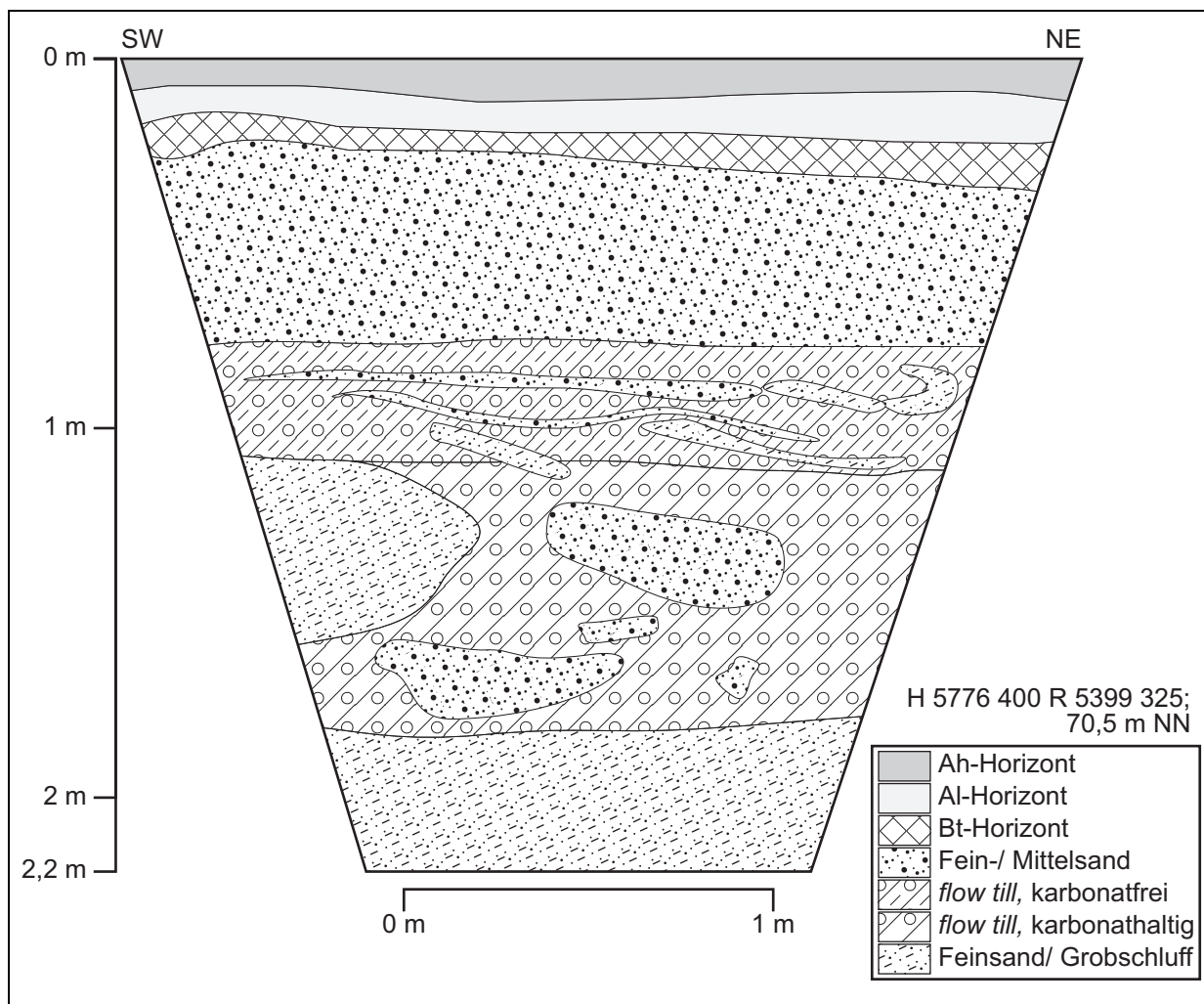


Abb. 129: Schurf Zesch2

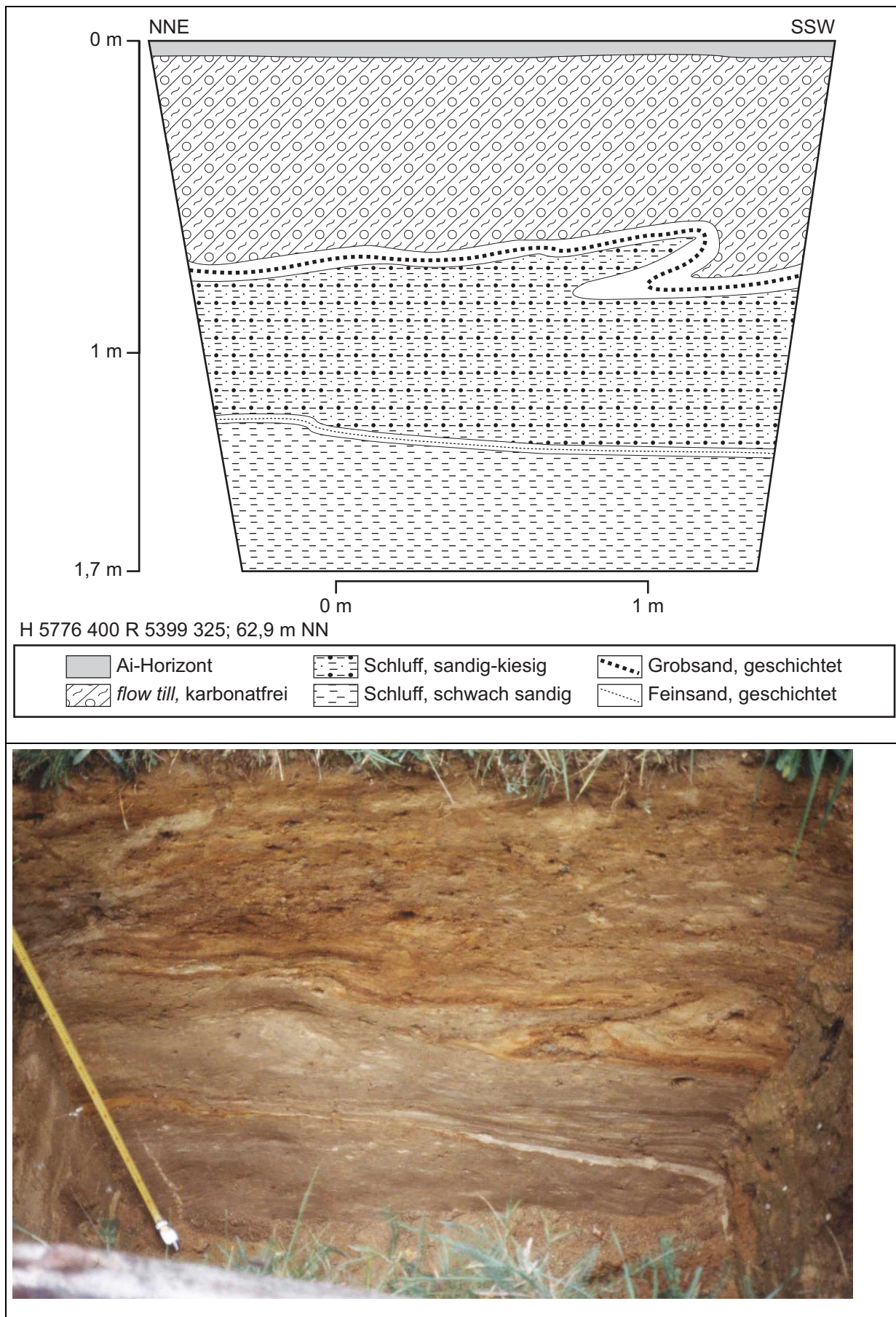


Abb. 130: Schurf Zesch5

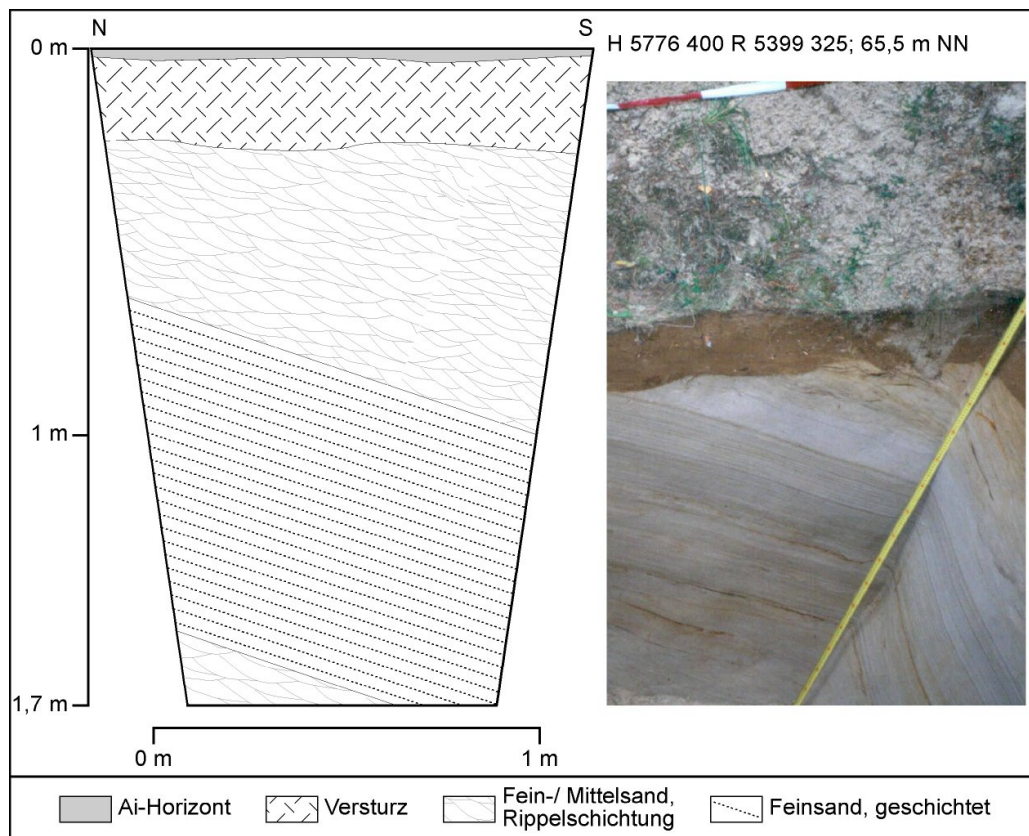


Abb. 131: Schurf Zesch6

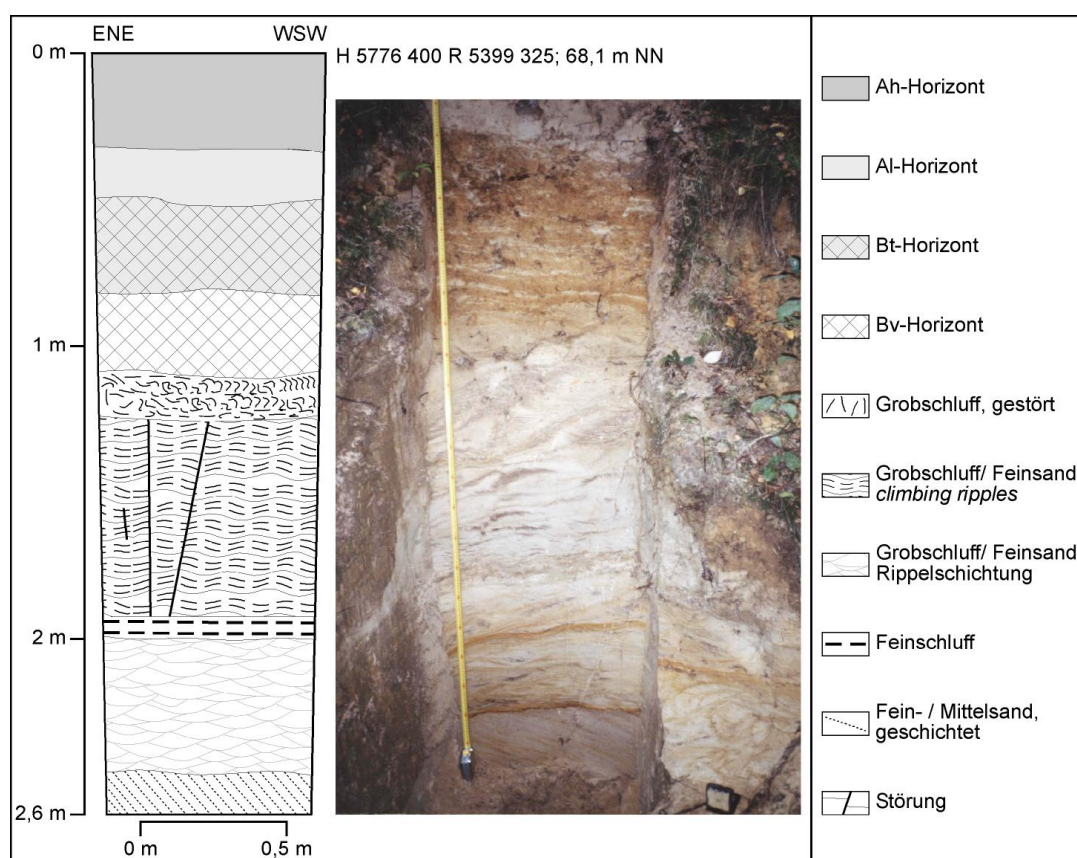


Abb. 132: Schurf Zesch7

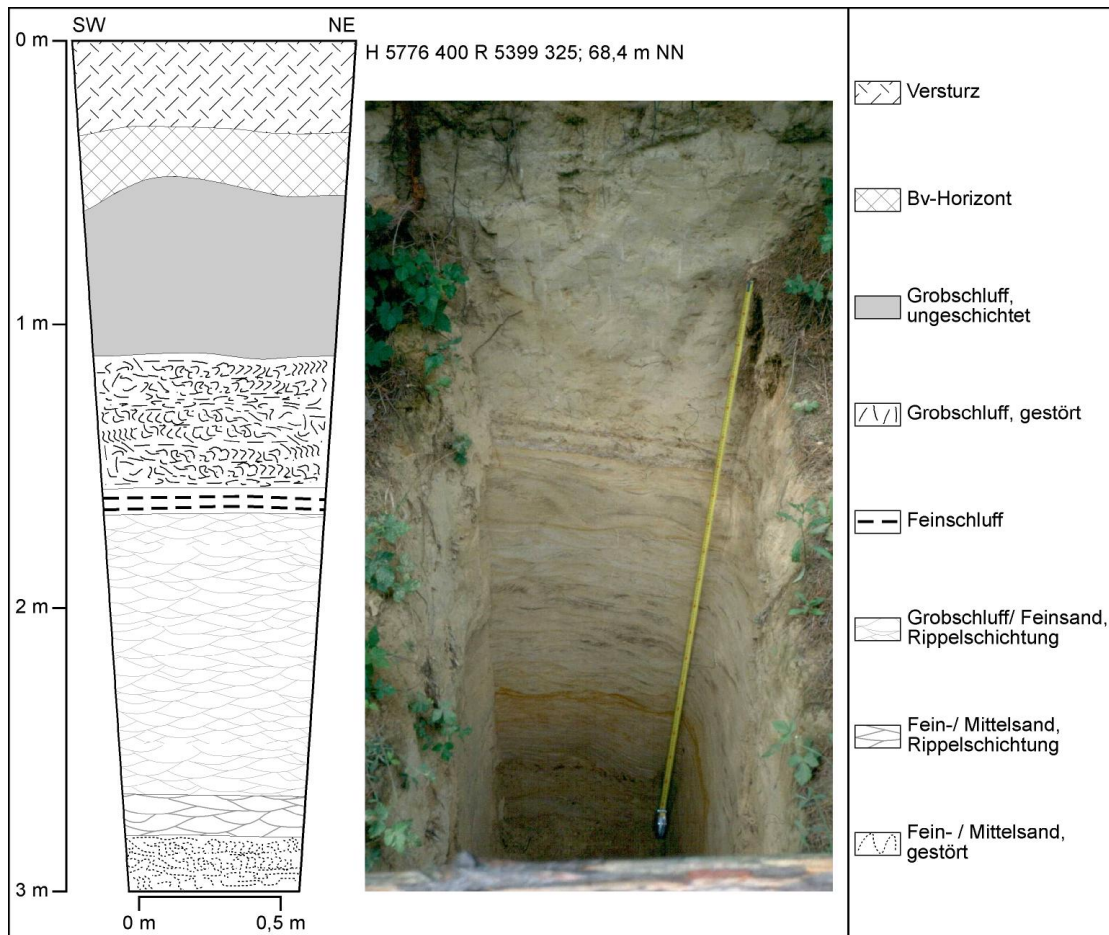


Abb. 133: Schurf Zesch8

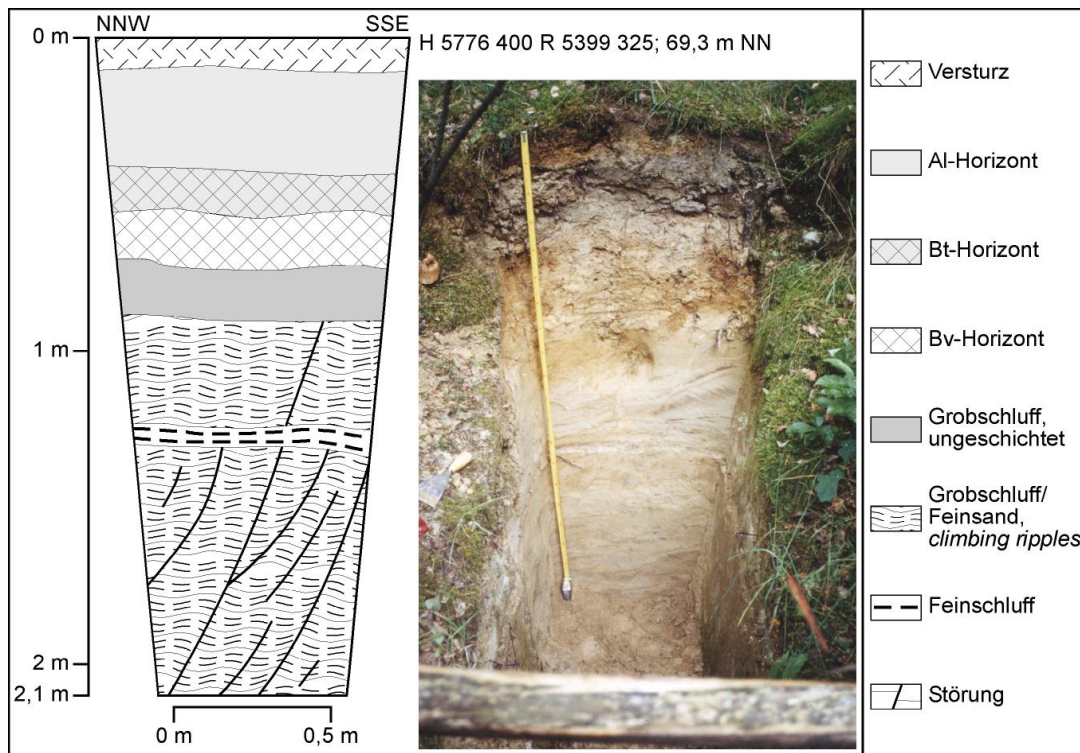


Abb. 134: Schurf Zesch9

6.1.20 Der Schurf Töp1

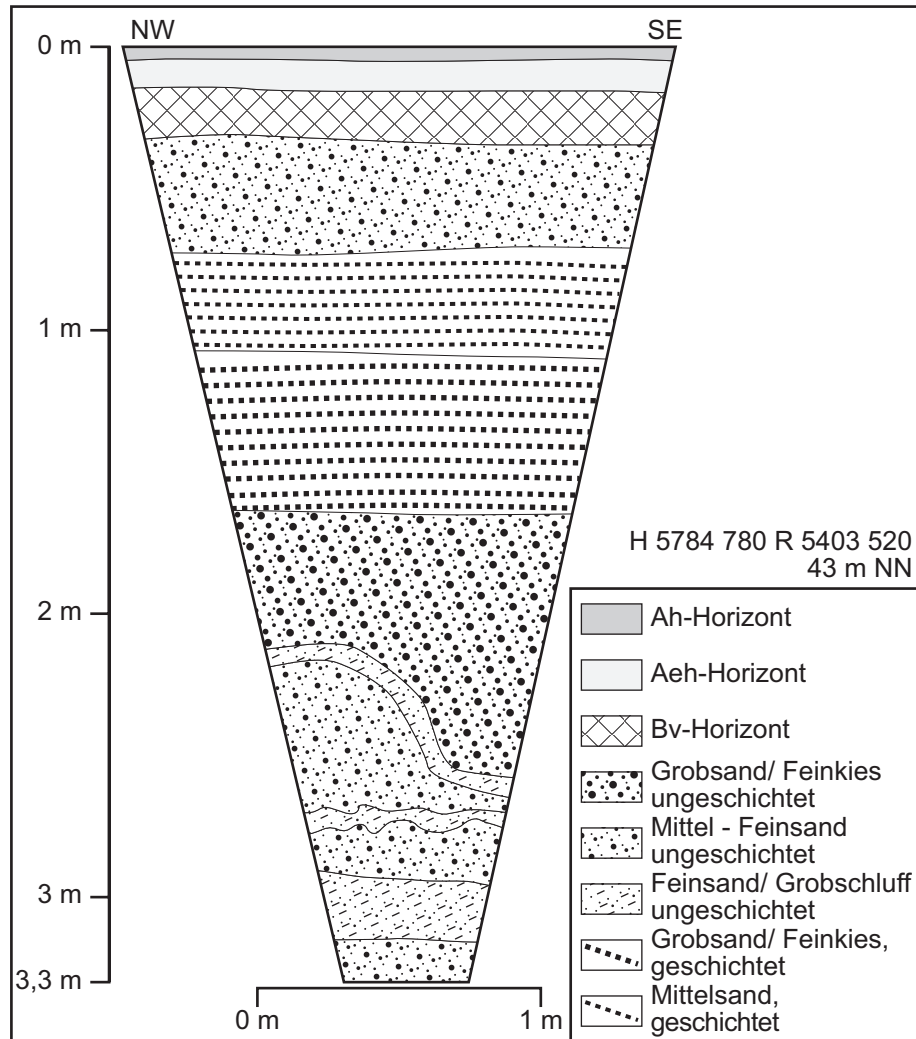


Abb. 135: Schurf Töp1

Der Schurf Töp1 wurde im Norden der Töpchiner Talung zwischen der Motzener und der Wünsdorfer Platte gegraben (siehe Abb. 70, S. 141). Die Glaziale Töpchiner See-Rinne trennt dort die beiden Hochflächen. Ziel der Grabung war es, festzustellen, inwieweit durch die Motzener Pforte, die Engstelle zwischen den Hochflächen, ein proglazialer Schmelzwasserabfluss erfolgte. Die südlich gelegene Töpchiner Talung liegt höher als die nördlich der Pforte gelegene Schöneicher Abflussbahn, so dass ein Abfluss in diese Richtung möglich wäre. Die Rippeln in dem Schurf zeigen jedoch eine nach Süden gerichtete Schüttungsrichtung an.

Die Schüttungsrichtung der Rippeln, auch wenn sie nur an einer Stelle eingemessen wurde, und die geringe Breite der Pforte (200 m) werden als Indizien gegen einen proglazialen Schmelzwasserabfluss durch die Motzener Pforte gewertet.

6.2 Protokolle der Kleingeschiebezählungen

Ein Fragezeichen hinter der Einstufung (z.B. Saale?) bedeutet, dass das Ergebnis als unsicher angesehen wird.

Tab. 25: Ergebnisse der Kleingeschiebeanalysen

Probe	Autobahn1	Autobahn2	Autobahn3	Baruth1	Baruth2	Baruth3	Baruth4	Baruth5
Mtbl.-nr.:	3647	3647	3647	3947	3947	3947	3947	3947
Hochwert	5802600	5802700	5802750	5767050	5767130	5767350	5767455	5767655
Rechtswert	5401550	5401550	5401550	5398375	5398440	5398590	5398670	5398800
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	oberer	oberer	unterer	unterer	unterer	unterer	unterer
Geschiebe >10 mm	61	41	58	53	51	74	40	55
Kleingeschiebe/ kg	20,6	39,9	60,1	63,3	51,3	52,0	42,7	34,7
Karbonatgehalt	3,7%	5,8%	9,6%	4,3%	5,1%	4,8%	4,5%	3,6%
Kornverteilung: Ø in µm	254	240	285	427	647	473	233	219
Variationskoeffizient:	1,26	1,49	1,5	2,73	3,42	2,7	1,51	1,47
Kies	1,5%	2,6%	4,3%	4,3%	5,4%	4,7%	1,4%	2,4%
Sand	76,8%	69,0%	71,0%	61,9%	58,0%	60,6%	61,4%	68,0%
Grobsand	6,5%	5,6%	7,6%	6,1%	5,7%	7,1%	6,6%	5,1%
Mittelsand	35,9%	30,6%	31,6%	26,4%	25,2%	26,7%	27,5%	28,2%
Feinsand	34,4%	32,8%	31,8%	29,4%	27,1%	26,8%	27,3%	34,7%
Schluff	18,7%	26,3%	22,3%	30,9%	33,6%	30,8%	35,4%	27,5%
Ton	3,0%	2,1%	2,4%	2,9%	3,0%	3,9%	1,8%	2,1%
Kleingeschiebe gesamt	598	897	1473	949	820	832	768	833
NK	39,5%	36,1%	32,5%	48,7%	46,7%	47,4%	40,4%	47,9%
PK gesamt	28,4%	37,5%	33,5%	25,4%	28,4%	28,8%	31,6%	27,5%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	92,9%	92,9%	93,3%	90,5%	91,8%	92,5%	88,5%	89,1%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	5,9%	7,1%	6,3%	8,7%	8,2%	7,5%	11,1%	10,9%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	1,2%	0,0%	0,4%	0,8%	0,0%	0,0%	0,4%	0,0%
Dolomit	0,0%	0,0%	0,1%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
PS	6,5%	7,8%	11,5%	0,9%	1,0%	0,6%	1,3%	0,6%
F gesamt	3,8%	1,6%	1,6%	3,6%	4,6%	4,7%	7,3%	4,8%
F frisch (Anteil an F gesamt)	26,1%	57,1%	83,3%	47,1%	84,2%	53,8%	58,9%	52,5%
F verw.-abgerollt (Anteil an F gesamt)	73,9%	42,9%	16,7%	52,9%	15,8%	46,2%	41,1%	47,5%
MK	0,0%	1,0%	1,6%	0,2%	1,0%	1,1%	1,0%	0,6%
S gesamt	14,4%	12,8%	15,1%	10,5%	11,1%	10,8%	12,9%	9,4%
S grün (Anteil an S gesamt)	8,1%	16,5%	30,0%	4,0%	20,9%	7,8%	11,1%	23,1%
S rot (Anteil an S gesamt)	10,5%	9,6%	10,3%	17,0%	11,0%	21,1%	6,1%	17,9%
Q	6,4%	2,7%	2,8%	8,3%	6,5%	5,8%	4,0%	8,0%
So gesamt	1,0%	0,6%	1,2%	2,3%	0,7%	0,8%	1,4%	1,2%
So Tertiär+Xy (Anteil an So gesamt)	0,0%	20,0%	5,6%	9,1%	50,0%	14,3%	18,2%	0,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	0,2%	3,8%	3,1%	0,3%	0,5%	3,7%	0,1%	2,8%
NK/PS	6,05	4,63	2,81	51,33	47,88	78,80	31,00	79,80
NK/PK	1,39	0,96	0,97	1,92	1,64	1,64	1,28	1,74
NK/D	-	-	239,00	-	-	-	-	-
Fir/PK	0,04	0,02	0,04	0,07	0,14	0,09	0,14	0,09
F/NK	0,10	0,04	0,05	0,07	0,10	0,10	0,18	0,10
PKgr/PK+sz	13,17	13,00	13,94	9,48	11,26	12,33	7,68	8,16
Einstufung	Weichsel	Weichsel	Weichsel	nicht möglich	Saale?	Saale?	Saale	nicht möglich

Probe	Baruth6	Bochow1	Bochow2	Obude	Bude-un	Egs1	Dahme1	Gas	Glien1	Glien2
Mtbl.-nr.:	3947	4044	4044	3847	3847	3847	3948	3747	3746	3746
Hochwert	5767655	5759300	5759300	5779650	5779650	5777500	5769 600	5786800	5790610	5790610
Rechtswert	5398800	4574580	4574580	5406575	5406575	5401500	5410 225	5407915	4594230	4594230
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	unterer	unterer	unterer	unterer	unterer	unsicher	unsicher	unterer	oberer	unterer
Geschlebe >10 mm	50	93	78	238	197	117	104	29	86	104
Kleingeschiebe/ kg	42,2	137,0	84,4	72,0	n.b.	n.b.	47,4	22,9	24,8	47,0
Karbonatgehalt	2,9%	4,7%	2,9%	12,4%	n.b.	n.b.	3,5%	13,7%	7,3%	12,4%
Kornverteilung: Ø in µm	327	576	259	374	n.b.	n.b.	255	1279	343	276
Variationskoeffizient:	2,65	2,36	1,43	2,64	0	0	1,23	0,71	2,33	4,65
Kies	2,4%	6,5%	2,6%	4,0%			1,8%	8,8%	2,5%	2,1%
Sand	65,5%	65,5%	72,0%	58,0%			76,6%	40,5%	70,4%	43,3%
Grobsand	6,1%	9,1%	7,2%	5,8%			6,7%	4,1%	6,3%	3,1%
Mittelsand	28,2%	30,3%	30,5%	23,1%			38,0%	16,8%	34,9%	15,4%
Feinsand	31,2%	26,1%	34,3%	29,1%			31,9%	19,6%	29,2%	24,8%
Schluff	29,2%	25,8%	23,5%	36,6%			18,4%	50,7%	26,9%	51,2%
Ton	2,9%	2,2%	1,9%	1,4%			3,2%	n.b.	0,2%	3,4%
Kleingeschiebe gesamt	1140	1987	1900	596	625	1516	592	298	521	588
NK	46,2%	35,1%	37,9%	50,0%	41,4%	43,5%	39,9%	39,6%	46,6%	34,0%
PK gesamt	23,2%	9,3%	12,4%	27,2%	31,8%	23,5%	26,9%	34,6%	24,0%	30,6%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	87,5%	92,4%	93,6%	88,3%	92,5%		93,1%	91,3%	92,0%	97,2%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	12,5%	7,6%	6,4%	11,7%	7,0%	7,3%	6,9%	8,7%	8,0%	2,2%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,6%
Dolomit	0,0%	0,1%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	2,2%	1,3%	0,4%	1,7%
PS	1,8%	0,1%	0,5%	1,0%	4,5%	1,1%	4,2%	0,3%	1,9%	3,1%
F gesamt	7,0%	3,0%	3,4%	2,2%	4,8%	8,5%	5,6%	6,7%	7,7%	3,7%
F frisch (Anteil an F gesamt)	53,8%	28,3%	50,0%	84,6%	86,7%	43,4%	45,5%	75,0%	47,5%	86,4%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	46,3%	71,7%	50,0%	15,4%	13,3%	56,6%	54,5%	25,0%	52,5%	13,6%
MK	0,8%	0,1%	0,3%	3,0%	2,1%	0,5%	0,3%	0,3%	0,6%	9,9%
S gesamt	12,9%	6,0%	6,8%	9,4%	13,1%	13,5%	10,8%	10,1%	10,6%	9,4%
S grün (Anteil an S gesamt)	6,8%	4,2%	12,4%	16,1%	20,7%	2,4%	15,6%	13,3%	7,3%	12,7%
S rot (Anteil an S gesamt)	12,9%	4,2%	8,5%	14,3%	9,8%	8,3%	9,4%	10,0%	10,9%	9,1%
Q	7,0%	44,8%	37,4%	4,2%	1,6%	9,2%	8,4%	4,7%	7,5%	3,9%
So gesamt	1,1%	1,6%	1,1%	3,0%	0,6%	0,2%	1,7%	2,3%	0,8%	3,7%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	25,0%	0,0%	5,0%	0,0%	0,0%	0,0%	20,0%	0,0%	0,0%	63,6%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	6,4%	1,6%	2,8%	2,9%	0,0%	0,0%	0,7%	90,9%	1,7%	0,0%
NK/PS	25,10	349,00	80,11	49,67	9,25	41,25	9,44	118,00	24,30	11,11
NK/PK	2,00	3,79	3,06	1,84	1,30	1,85	1,48	1,15	1,94	1,11
NK/D	-	349,00	144,20	-	-	-	18,15	29,50	121,50	20,00
Ffr/PK	0,16	0,09	0,14	0,07	0,13	0,16	0,09	0,15	0,15	0,11
F/NK	0,15	0,09	0,09	0,04	0,12	0,20	0,14	0,17	0,16	0,11
PKgr/PK+sz	7,00	12,14	14,73	7,53	12,27	12,69	13,45	10,44	11,50	35,00
Einstufung	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Saale	Wechsel?	nicht möglich	nicht möglich	Saale	nicht möglich	Saale

Probe	Glien3	Golm1	Golm2	Horst1	Horst2	Horst3	HuM1	HuM2	HuM3	HuM4
Mtbl.-nr.:	3746	3946	3946	3746	3746	3746	3847	3847	3847	3847
Hochwert	5790630	5766240	5766030	5789190	5789250	5789275	5780580	5780580	5780600	5780650
Rechtswert	4594125	4591640	4592090	4594540	4594570	4594705	5403595	5403595	5403675	5403730
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	unterer	unterer	oberer	oberer	oberer	oberer	oberer	unterer	unterer
Geschlebe >10 mm	91	97	86	33	41	24	98	201	151	40
Kleingeschiebe/ kg	34,4	67,8	67,3	45,8	46,6	42,7	29,9	71,9	59,4	15,4
Karbonatgehalt	8,4%	7,5%	10,3%	5,3%	5,3%	4,4%	3,7%	7,3%	6,4%	7,3%
Kornverteilung: Ø in µm	752	408	513	265	263	253	689	605	888	189
Variationskoeffizient:	3,4	2,57	3,64	1,35	1,37	1,31	3,52	3,12	3,34	3,53
Kies	5,3%	4,1%	4,5%	2,9%	2,4%	1,0%	4,3%	5,3%	13,8%	1,6%
Sand	66,3%	59,0%	56,1%	73,7%	71,8%	75,8%	72,1%	63,0%	57,9%	47,1%
Grobsand	6,5%	7,3%	6,0%	7,0%	6,9%	6,0%	6,6%	7,9%	5,2%	2,0%
Mittelsand	32,8%	26,5%	24,5%	34,5%	34,4%	35,2%	38,4%	31,7%	25,8%	11,4%
Feinsand	27,0%	25,2%	25,6%	32,2%	30,5%	34,6%	27,1%	23,3%	26,9%	33,7%
Schluff	28,0%	28,8%	30,9%	20,7%	23,7%	21,7%	19,9%	25,6%	21,6%	46,7%
Ton	0,4%	8,1%	8,5%	2,7%	2,1%	1,5%	3,7%	6,2%	6,7%	4,6%
Kleingeschiebe gesamt	792	407	875	847	653	896	837	863	742	432
NK	35,6%	35,9%	41,5%	43,2%	37,1%	39,8%	41,6%	36,4%	46,8%	43,1%
PK gesamt	28,9%	40,3%	23,5%	22,0%	25,9%	26,7%	25,3%	24,9%	26,7%	33,3%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	92,6%	95,7%	90,3%	92,5%	92,9%	93,7%	92,9%	93,5%	91,9%	90,3%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	7,4%	4,3%	9,2%	7,0%	7,1%	6,3%	6,6%	6,5%	7,6%	9,7%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,0%	0,5%	0,5%	0,0%	0,0%	0,5%	0,0%	0,5%	0,0%
Dolomit	0,0%	1,7%	1,1%	0,1%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
PS	4,0%	0,2%	0,1%	3,2%	4,3%	2,8%	2,6%	2,5%	0,4%	0,2%
F gesamt	4,4%	5,7%	5,6%	6,3%	5,7%	5,8%	8,1%	8,2%	8,0%	5,8%
F frisch (Anteil an F gesamt)	48,6%	73,9%	61,2%	73,6%	43,2%	36,5%	32,4%	33,8%	67,8%	56,0%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	51,4%	26,1%	38,8%	26,4%	56,8%	63,5%	67,6%	66,2%	32,2%	44,0%
MK	1,4%	0,5%	0,3%	0,8%	0,3%	0,4%	0,8%	0,6%	2,2%	1,6%
S gesamt	13,3%	9,3%	11,2%	10,6%	10,4%	10,6%	12,3%	13,8%	12,4%	7,9%
S grün (Anteil an S gesamt)	11,4%	21,1%	5,1%	20,0%	7,4%	4,2%	11,7%	5,9%	13,0%	32,4%
S rot (Anteil an S gesamt)	10,5%	7,9%	10,2%	14,4%	17,6%	12,6%	14,6%	15,1%	9,8%	2,9%
Q	10,2%	5,2%	15,3%	12,6%	15,5%	12,5%	8,1%	11,4%	2,3%	6,9%
So gesamt	2,1%	1,2%	1,3%	1,2%	0,9%	1,3%	1,1%	2,2%	1,3%	1,2%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	11,8%	0,0%	27,3%	20,0%	0,0%	8,3%	0,0%	26,3%	30,0%	20,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	0,0%	0,0%	0,0%	5,1%	2,5%	0,3%	0,0%	4,8%	0,0%	31,7%
NK/PS	8,81	146,00	363,00	13,56	8,64	14,28	15,82	14,27	115,67	186,00
NK/PK	1,23	0,89	1,76	1,97	1,43	1,49	1,64	1,46	1,75	1,29
NK/D	-	20,86	36,30	366,00	-	-	-	-	-	-
Ffr/PK	0,07	0,10	0,15	0,21	0,09	0,08	0,10	0,11	0,20	0,10
F/NK	0,12	0,16	0,13	0,14	0,15	0,15	0,20	0,23	0,17	0,13
PKgr/PK+sz	12,47	22,43	9,30	12,29	13,08	14,93	13,13	14,36	11,38	9,29
Einstufung	Weichsel?	Saale	nicht möglich	Weichsel?	Weichsel?	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Saale	Saale?

Probe	HuM5	Kali1	Katze1	Klaus1	Klaus2	Klaus3	Klaus4	Ließen1	Linde	Lips
Mtbl.-nr.:	3847	3747	3848	3846	3846	3846	3846	3946	3746	4044
Hochwert	5780790	5786120	5785325	5781700	5781290	5781710	5781575	5764675	5796560	5755050
Rechtswert	5403520	5402550	5413090	4595595	4595430	4595125	4594955	4593340	4593670	4576190
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	unterer	oberer	unterer	unterer	unterer	unterer	unterer	oberer	unterer
Geschlebe >10 mm	35	63	32	30	21	75	32	119	78	66
Kleingeschiebe/ kg	40,2	34,2	41,2	11,3	14,0	11,6	5,6	44,0	39,4	54,1
Karbonatgehalt	8,2%	9,2%	15,7%	9,0%	10,3%	7,4%	14,4%	7,5%	8,7%	5,2%
Kornverteilung: Ø in µm	225	155	192	374	128	113	51	486	296	288
Variationskoeffizient:	1,47	1,8	1,74	5,02	2,03	3,25	3,38	3,51	2,55	1,48
Kies	1,8%	0,5%	1,8%	2,7%	1,4%	0,3%	0,8%	3,8%	2,1%	1,6%
Sand	63,0%	43,8%	53,2%	39,3%	38,4%	54,3%	5,5%	62,8%	64,0%	74,7%
Grobsand	5,7%	3,5%	4,9%	1,8%	2,6%	1,1%	0,9%	6,9%	5,7%	9,1%
Mittelsand	29,0%	18,2%	20,7%	8,4%	12,4%	7,5%	1,2%	28,1%	27,3%	31,4%
Feinsand	28,3%	22,1%	27,6%	29,1%	23,4%	45,7%	3,4%	27,8%	31,0%	34,2%
Schluff	31,1%	46,7%	39,3%	55,3%	57,4%	45,1%	90,2%	25,6%	33,5%	19,1%
Ton	4,1%	9,0%	5,7%	2,7%	2,8%	0,3%	3,5%	7,8%	0,4%	4,6%
Kleingeschiebe gesamt	603	667	783	291	307	636	278	1145	453	1516
NK	47,4%	34,9%	36,0%	35,4%	35,8%	40,4%	32,4%	32,9%	33,6%	37,2%
PK gesamt	24,9%	35,1%	34,4%	45,0%	30,9%	36,3%	40,6%	42,5%	34,7%	36,9%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	90,7%	96,2%	92,6%	93,9%	96,8%	93,5%	93,8%	93,2%	94,3%	94,8%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	9,3%	3,8%	6,7%	6,1%	3,2%	6,5%	6,2%	6,6%	5,7%	5,2%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,0%	0,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,2%	0,0%	0,0%
Dolomit	0,0%	1,9%	0,0%	0,3%	0,7%	1,6%	6,8%	0,2%	0,0%	0,0%
PS	1,5%	0,9%	2,4%	0,3%	2,0%	1,7%	1,8%	1,4%	10,2%	0,9%
F gesamt	8,1%	1,9%	6,5%	4,1%	5,9%	4,7%	3,6%	6,5%	0,7%	4,0%
F frisch (Anteil an F gesamt)	59,2%	46,2%	82,4%	66,7%	66,7%	76,7%	80,0%	71,6%	66,7%	66,7%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	40,8%	53,8%	17,6%	33,3%	33,3%	23,3%	20,0%	28,4%	33,3%	33,3%
MK	2,0%	0,4%	5,7%	1,7%	4,6%	3,0%	1,8%	0,3%	2,2%	0,9%
S gesamt	10,3%	8,7%	9,5%	8,9%	9,1%	7,2%	10,4%	9,8%	13,9%	11,2%
S grün (Anteil an S gesamt)	12,9%	22,4%	14,9%	23,1%	10,7%	10,9%	6,9%	5,4%	36,5%	5,3%
S rot (Anteil an S gesamt)	12,9%	15,5%	17,6%	15,4%	14,3%	13,0%	17,2%	7,1%	7,9%	10,6%
Q	4,5%	5,7%	4,6%	2,4%	7,5%	2,8%	1,8%	5,6%	2,4%	7,4%
So gesamt	1,3%	10,3%	0,9%	1,7%	3,6%	2,2%	0,7%	0,9%	2,4%	1,6%
So Tertiär+Xy (Anteil an So gesamt)	12,5%	91,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	9,1%	16,7%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	0,0%	0,1%	5,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	3,5%	0,0%	2,7%
NK/PS	31,78	38,83	14,84	103,00	18,33	23,36	18,00	23,56	3,30	43,38
NK/PK	1,91	1,00	1,05	0,79	1,16	1,11	0,80	0,77	0,97	1,01
NK/D	-	17,92	-	103,00	55,00	25,70	4,74	188,50	-	-
Ffr/PK	0,19	0,03	0,16	0,06	0,13	0,10	0,07	0,11	0,01	0,07
F/NK	0,17	0,06	0,18	0,12	0,16	0,12	0,11	0,20	0,02	0,11
PKgr/PK+sz	9,71	25,00	12,45	15,38	30,67	14,40	15,14	13,76	16,44	18,28
Einstufung	Saale?	Saale	nicht möglich	Saale	nicht möglich	Saale	Saale	Saale	Weichsel	Saale?

Probe	LUKwein	Madik1	Madik2	Mahls1	Mahls1a	Matt2	Merz1	Merz2	Müll1	Müll2
Mtbl.-nr.:	3944	3845	3845	4047	4047	3847	3946	4046	3745	3745
Hochwert	5773285	5785100	5785100	5761495	5761495	5777850	5764020	5762975	5787510	5787510
Rechtswert	4578810	4580190	4580190	539380	539380	5407125	459035	4597050	4580785	4580785
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	gerutscht	oberer	oberer	unterer	unterer	oberer	unterer	unterer	oberer	oberer
Geschiebe >10 mm	65	39	66	78	0	43	69	48	40	63
Kleingeschiebe/ kg	36,2	35,8	49,7	51,3	52,4	n.b.	46,1	46,8	76,2	86,2
Karbonatgehalt	8,0%	1,6%	8,5%	7,8%	n.b.	n.b.	4,7%	5,4%	6,5%	4,7%
Kornverteilung: Ø in µm	235	409	298	1051	n.b.	n.b.	233	236	510	233
Variationskoeffizient:	1,63	2,09	1,15	3,23	0	0	1,54	1,53	3,45	1,9
Kies	3,0%	2,8%	2,1%	7,7%			4,2%	2,8%	3,7%	4,9%
Sand	56,8%	82,4%	82,3%	50,3%			62,3%	62,8%	72,6%	50,1%
Grobsand	7,3%	8,2%	8,4%	5,3%				7,3%	6,4%	6,5%
Mittelsand	24,2%	43,4%	42,9%	21,1%			27,8%	26,8%	35,2%	18,8%
Feinsand	25,3%	30,8%	31,0%	23,9%			28,1%	28,7%	31,0%	24,8%
Schluff	39,4%	12,9%	13,4%	40,6%			31,1%	34,0%	20,8%	40,5%
Ton	0,8%	1,9%	2,2%	1,4%			2,4%	0,4%	2,9%	4,5%
Kleingeschiebe gesamt	905	465	1142	410	891	481	1153	936	495	517
NK	41,8%	43,2%	41,2%	32,4%	38,3%	33,5%	45,4%	45,0%	37,2%	45,8%
PK gesamt	32,8%	7,5%	15,1%	41,2%	39,3%	28,3%	28,4%	29,9%	31,5%	22,4%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	93,9%	94,3%	93,1%	97,0%	96,0%	89,0%	90,8%	89,3%	94,2%	91,4%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	6,1%	5,7%	6,9%	3,0%	4,0%	10,3%	9,2%	10,7%	5,8%	8,6%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Dolomit	0,1%	0,0%	0,3%	2,9%	3,5%	0,4%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
PS	1,4%	0,6%	0,2%	2,0%	1,3%	9,1%	1,3%	0,6%	4,8%	15,1%
F gesamt	2,5%	4,7%	5,0%	3,9%	5,7%	3,1%	5,1%	5,3%	2,4%	0,0%
F frisch (Anteil an F gesamt)	30,4%	36,4%	22,8%	75,0%	88,2%	40,0%	44,1%	52,0%	50,0%	-
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	69,6%	63,6%	77,2%	25,0%	11,8%	60,0%	55,9%	48,0%	50,0%	-
MK	0,7%	0,6%	0,4%	0,2%	0,8%	3,3%	1,2%	0,7%	0,2%	0,2%
S gesamt	9,3%	9,9%	8,3%	12,0%	8,0%	17,0%	11,8%	10,0%	13,9%	13,5%
S grün (Anteil an S gesamt)	7,1%	15,2%	13,7%	20,4%	18,3%	14,6%	8,1%	11,7%	15,9%	18,6%
S rot (Anteil an S gesamt)	9,5%	10,9%	11,6%	18,4%	19,7%	12,2%	11,8%	10,6%	10,1%	27,1%
Q	9,9%	31,4%	28,5%	4,9%	2,6%	4,2%	5,3%	6,0%	7,9%	1,2%
So gesamt	1,4%	1,9%	1,1%	0,5%	0,6%	1,0%	1,5%	2,4%	2,0%	1,7%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	0,0%	11,1%	16,7%	0,0%	0,0%	0,0%	29,4%	22,7%	10,0%	22,2%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	0,0%	0,0%	8,9%	0,2%	1,7%	0,0%	0,5%	0,0%	0,0%	1,7%
NK/PS	29,08	67,00	235,00	16,63	28,42	3,66	34,93	70,17	7,67	3,04
NK/PK	1,27	5,74	2,72	0,79	0,97	1,18	1,60	1,50	1,18	2,04
NK/D	378,00	-	156,67	11,08	11,00	80,50	-	-	-	-
Ffr/PK	0,02	0,23	0,08	0,07	0,13	0,04	0,08	0,09	0,04	-
F/NK	0,06	0,11	0,12	0,12	0,15	0,09	0,11	0,12	0,07	-
PKgr/PK+sz	15,50	16,50	13,42	32,80	24,00	8,07	9,90	8,33	16,33	10,60
Einstufung	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Saale	Saale	Weichsel	Saale	Saale	Weichsel?	Weichsel

Probe	Müll3	Neu1	Oderin1	Oderin2	Pätz1	Pätz2	Pätz3	Pätz4-1	Pätz4-2	Pätz5
Mtbl.-nr.:	3745	3847	3948	3948	3747	3747	3747	3747	3747	3747
Hochwert	5787510	5776750	5771660	5771680	5786300	5786250	5786250	5786250	5786250	5786250
Rechtswert	4580785	5403875	5412130	5412420	5408350	5408650	5408650	5408650	5408650	5408650
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	oberer	oberer	oberer	oberer	oberer	oberer	unterer	unterer	oberer
Geschiebe >10 mm	40	51	55	23	45	87	89	25	21	55
Kleingeschiebe/ kg	16,1	27,4	n.b.	21,9	17,1	26,3	25,4	n.b.	21,6	26,5
Karbonatgehalt	4,2%	2,6%	n.b.	5,6%	2,5%	2,8%	5,1%	n.b.	15,3%	3,6%
Kornverteilung: Ø in µm	428	333	n.b.	220	285	287	295	n.b.	178	340
Variationskoeffizient:	2,77	1,05	0	1,26	1,53	1,53	1,84	0	3,59	2,56
Kies	3,4%	5,8%		0,9%	1,0%	1,2%	1,7%	1,4%	1,4%	2,1%
Sand	68,8%	87,5%		63,3%	72,9%	76,7%	68,3%		28,6%	74,2%
Grobsand	6,4%	11,1%		4,7%	6,1%	6,5%	6,1%		2,8%	5,3%
Mittelsand	31,9%	46,2%		37,2%	44,9%	40,5%	37,3%		13,1%	37,4%
Feinsand	30,5%	30,2%		21,4%	21,9%	29,7%	24,9%		12,7%	31,5%
Schluff	24,6%	5,9%		33,1%	25,1%	20,8%	28,4%		65,4%	23,3%
Ton	3,2%	0,8%		2,7%	1,0%	1,3%	1,6%		4,6%	0,4%
Kleingeschiebe gesamt	451	630	438	547	529	737	812	351	279	662
NK	45,5%	41,0%	43,4%	38,9%	41,0%	42,1%	37,2%	32,8%	32,6%	40,5%
PK gesamt	22,2%	20,5%	27,4%	28,9%	29,7%	30,0%	29,2%	31,9%	35,8%	29,2%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	93,0%	94,6%	95,8%	91,8%	93,0%	93,2%	92,8%	94,6%	96,0%	92,7%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	6,0%	5,4%	4,2%	8,2%	7,0%	6,8%	5,9%	4,5%	4,0%	7,3%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	1,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	1,3%	0,9%	0,0%	0,0%
Dolomit	0,0%	0,5%	0,0%	1,1%	0,0%	0,1%	0,1%	1,1%	2,2%	0,3%
PS	7,3%	1,0%	1,6%	1,8%	1,1%	3,9%	6,4%	1,7%	0,7%	4,4%
F gesamt	0,9%	7,6%	5,0%	4,6%	7,0%	3,7%	5,5%	4,8%	2,2%	4,4%
F frisch (Anteil an F gesamt)	25,0%	41,7%	27,3%	48,0%	18,9%	25,9%	44,4%	52,9%	66,7%	37,9%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	75,0%	58,3%	72,7%	52,0%	81,1%	74,1%	55,6%	47,1%	33,3%	62,1%
MK	0,4%	1,1%	2,5%	0,9%	0,2%	1,1%	1,1%	4,3%	2,9%	1,1%
S gesamt	14,4%	11,9%	10,5%	12,1%	11,5%	10,3%	13,2%	15,4%	16,5%	12,4%
S grün (Anteil an S gesamt)	15,4%	13,3%	10,9%	18,2%	9,8%	7,9%	16,8%	14,8%	4,3%	11,0%
S rot (Anteil an S gesamt)	13,8%	13,3%	17,4%	18,2%	14,8%	26,3%	17,8%	11,1%	10,9%	17,1%
Q	6,7%	15,7%	8,9%	9,7%	8,3%	6,5%	6,9%	4,6%	5,7%	6,3%
So gesamt	2,7%	0,8%	0,7%	2,0%	1,1%	2,3%	0,4%	3,4%	1,4%	1,5%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	16,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	66,7%	33,3%	0,0%	20,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	0,0%	0,0%	8,9%	0,0%	3,8%	0,0%	1,0%	0,0%	0,0%	0,2%
NK/PS	6,21	43,00	27,14	21,30	36,17	10,69	5,81	19,17	45,50	9,24
NK/PK	2,05	2,00	1,58	1,35	1,38	1,40	1,27	1,03	0,91	1,39
NK/D	-	86,00	-	35,50	-	310,00	302,00	28,75	15,17	134,00
Ffr/PK	0,01	0,16	0,05	0,08	0,04	0,03	0,08	0,08	0,04	0,06
F/NK	0,02	0,19	0,12	0,17	0,17	0,09	0,15	0,15	0,07	0,11
PKgr/PK+sz	13,29	17,43	23,00	11,15	13,27	13,73	12,94	17,67	24,00	12,79
Einstufung	Weichsel	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Weichsel?	Weichsel	Saale	Saale	Weichsel?

Probe	Pätz6	Pätz7	Pätz8	Papitz1	Picher1	Picher2	Pretsch K1	Ruhls1	Ruhls2	Ruhls3
Mtbl.-nr.:	3747	3747	3747	3946	3948	3948	3949	3844	3844	3844
Hochwert	5786250	5786300	5786250	5768920	5771120	5771130	5773910	5778450	5778450	5778600
Rechtswert	5408650	5408350	5408350	verwittet	5418430	5418535	5430625	4579180	4579180	4579300
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	oberer	gerutscht		unterer	unterer	unsicher	unterer	unterer	oberer
Geschiebe >10 mm	89	14	24	43	20	110	3	41	25	100
Kleingeschiebe/ kg	16,5	18,8	12,8	19,1	20,1	32,2	12,6	43,9	49,3	140,7
Karbonatgehalt	2,9%	2,8%	10,4%	0,0%	9,7%	8,3%	4,7%	11,6%	11,9%	12,6%
Kornverteilung: Ø in µm	230	254	1261	267	187	194	n.b.	204	181	492
Variationskoeffizient:	1,19	1,18	3,04	3,64	2,86	1,7	0	1,64	1,88	2,5
Kies	2,1%	0,9%	8,5%	1,9%	1,1%	1,6%		2,2%	2,2%	14,8%
Sand	74,0%	73,6%	58,6%	48,1%	40,3%	48,0%		58,4%	48,5%	51,7%
Grobsand	4,7%	5,7%	4,7%	3,2%	3,8%	5,0%		5,4%	4,0%	8,0%
Mittelsand	37,1%	41,3%	19,4%	17,9%	17,1%	23,3%		25,7%	19,1%	23,4%
Feinsand	32,2%	26,6%	34,5%	27,0%	19,4%	19,7%		27,3%	25,4%	20,3%
Schluff	21,0%	22,0%	30,6%	46,4%	44,4%	38,2%		31,6%	41,8%	30,1%
Ton	2,9%	3,5%	2,3%	3,6%	14,2%	12,2%		7,8%	7,5%	3,4%
Kleingeschiebe gesamt	463	490	488	534	584	869	63	703	690	1900
NK	40,4%	45,9%	32,6%	62,0%	36,3%	40,2%	31,7%	39,8%	30,0%	41,5%
PK gesamt	29,8%	24,1%	26,8%	1,1%	31,0%	28,7%	36,5%	35,6%	53,2%	15,2%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	92,0%	95,8%	87,0%	100,0%	95,0%	96,0%	100,0%	95,6%	95,9%	95,8%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	8,0%	4,2%	13,0%	0,0%	5,0%	4,0%	0,0%	4,4%	4,1%	4,2%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Dolomit	0,0%	0,0%	0,6%	0,0%	4,3%	2,2%	0,0%	2,7%	1,3%	0,9%
PS	3,0%	0,6%	2,0%	1,1%	0,7%	0,7%	9,5%	0,4%	0,3%	1,0%
F gesamt	5,4%	6,1%	7,6%	5,6%	4,5%	2,8%	7,9%	4,4%	2,0%	4,5%
F frisch (Anteil an F gesamt)	24,0%	13,3%	67,6%	43,3%	50,0%	41,7%	40,0%	54,8%	78,6%	41,9%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	76,0%	86,7%	32,4%	56,7%	50,0%	58,3%	60,0%	45,2%	21,4%	58,1%
MK	0,9%	0,8%	11,1%	0,4%	0,2%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%
S gesamt	10,8%	11,0%	11,9%	17,4%	8,6%	9,8%	11,1%	6,8%	8,4%	6,4%
S grün (Anteil an S gesamt)	18,0%	9,3%	8,6%	0,0%	6,0%	4,7%	0,0%	14,6%	10,3%	5,0%
S rot (Anteil an S gesamt)	6,0%	24,1%	15,5%	0,0%	8,0%	20,0%	0,0%	16,7%	8,6%	21,5%
Q	7,8%	10,4%	5,1%	11,8%	8,7%	9,9%	3,2%	6,4%	4,3%	28,8%
So gesamt	1,9%	1,0%	2,3%	0,6%	5,8%	5,4%	0,0%	3,8%	0,4%	1,5%
So Tertiär+Xy (Anteil an So gesamt)	22,2%	0,0%	9,1%	0,0%	76,5%	80,9%	0,0%	88,9%	0,0%	0,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	2,6%	0,2%	1,4%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	12,7%	12,9%	5,8%
NK/PS	13,36	75,00	15,90	55,17	53,00	58,17	3,33	93,33	103,50	41,47
NK/PK	1,36	1,91	1,21	55,17	1,17	1,40	0,87	1,12	0,56	2,74
NK/D	-	-	53,00	-	8,48	18,37	-	14,74	23,00	43,78
Ffr/PK	0,04	0,03	0,19	2,17	0,07	0,04	0,09	0,07	0,03	0,13
F/NK	0,13	0,13	0,23	0,09	0,12	0,07	0,25	0,11	0,07	0,11
PKgr/PK+sz	11,55	22,60	6,71	-	19,11	23,90	-	21,73	23,47	23,00
Einstufung	Wechsel?	nicht möglich	nicht möglich	keine	Saale	Saale?	Wechsel?	Saale	Saale	nicht möglich

Probe	SB	Sper1	Sper2	Sper3	Sper4	Sper5	Sper6	Sper7	Stauch	STeF
Mtbl.-nr.:	3845	3846	3846	3846	3846	3846	3846	3846	4044	3948
Hochwert	5777725	5779150	5779185	5779060	5779060	5779060	5779060	5779060	5755130	5772400
Rechtswert	4588875	4594105	4594125	4594395	4594395	4594395	4594395	4594395	4577590	5410830
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	oberer	oberer	unterer	unterer	unterer	unterer	oberer	unterer	oberer
Geschiebe >10 mm	57	69	71	47	45	66	60	63	47	147
Kleingeschiebe/ kg	63.1	39.3	45.7	38.6	45.6	45.9	56.8	41.8	50.9	n.b.
Karbonatgehalt	8.8%	6.7%	6.6%	12.5%	10.8%	7.5%	4.9%	4.2%	7.3%	n.b.
Kornverteilung: Ø in µm	258	255	368	185	196	240	226	245	437	n.b.
Variationskoeffizient:	1.74	1.39	1.16	1.73	1.83	1.45	1.51	1.47	2.49	0
Kies	5.6%	1.8%	3.3%	3.8%	2.4%	2.1%	1.6%	3.0%	4.5%	
Sand	46.3%	70.3%	78.3%	49.2%	49.4%	67.4%	63.9%	69.9%	64.7%	
Grobsand	9.3%	7.0%	14.1%	4.6%	4.6%	6.2%	5.6%	6.2%	7.5%	
Mittelsand	21.0%	32.4%	41.9%	21.2%	21.2%	29.0%	27.8%	28.6%	28.8%	
Feinsand	16.0%	30.9%	22.3%	23.4%	23.6%	32.2%	30.5%	35.1%	28.4%	
Schluff	42.9%	23.4%	16.4%	41.5%	42.9%	27.6%	31.2%	25.1%	27.6%	
Ton	5.2%	4.5%	2.0%	5.5%	5.3%	2.9%	3.3%	2.0%	3.2%	
Kleingeschiebe gesamt	347	1180	845	1041	911	1378	1363	1463	560	518
NK	46.4%	50.5%	39.1%	33.6%	36.9%	36.9%	38.2%	42.6%	38.2%	36.1%
PK gesamt	22.5%	23.2%	14.6%	42.6%	37.7%	37.7%	37.2%	32.1%	33.6%	29.2%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	94.9%	92.0%	88.6%	93.5%	92.1%	94.0%	95.9%	94.5%	98.9%	93.4%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	5.1%	7.3%	11.4%	6.3%	7.3%	5.6%	4.1%	5.5%	1.1%	6.0%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0.0%	0.7%	0.0%	0.2%	0.6%	0.4%	0.0%	0.0%	0.0%	0.7%
Dolomit	0.0%	0.3%	0.1%	2.2%	1.9%	1.2%	2.9%	0.0%	0.0%	0.0%
PS	0.3%	1.0%	1.2%	1.7%	1.5%	1.1%	1.0%	1.0%	0.9%	7.3%
F gesamt	5.2%	5.5%	5.4%	5.3%	5.6%	7.9%	6.3%	5.1%	4.5%	5.6%
F frisch (Anteil an F gesamt)	38.9%	49.2%	50.0%	85.5%	66.7%	69.7%	58.1%	62.7%	40.0%	27.6%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	61.1%	50.8%	50.0%	14.5%	33.3%	30.3%	41.9%	37.3%	60.0%	72.4%
MK	0.3%	1.7%	0.9%	0.4%	1.3%	0.3%	1.5%	1.3%	0.0%	0.4%
S gesamt	7.5%	9.2%	6.7%	10.3%	10.2%	10.2%	9.1%	9.3%	10.0%	15.4%
S grün (Anteil an S gesamt)	15.4%	14.7%	15.8%	6.5%	11.8%	7.8%	4.8%	8.8%	0.0%	12.5%
S rot (Anteil an S gesamt)	7.7%	21.1%	5.3%	14.0%	11.8%	7.8%	6.5%	13.2%	0.0%	11.3%
Q	16.4%	7.1%	30.8%	3.4%	4.5%	3.8%	3.2%	7.2%	11.8%	5.2%
So gesamt	1.4%	1.4%	1.2%	0.6%	0.4%	0.8%	0.7%	1.4%	1.1%	0.8%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	20.0%	6.3%	10.0%	0.0%	25.0%	9.1%	55.6%	5.0%	0.0%	0.0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	1.2%	2.2%	0.0%	0.5%	0.4%	43.1%	0.4%	1.8%	0.0%	8.7%
NK/PS	161.00	49.67	33.00	19.44	24.00	33.93	37.14	41.53	42.80	4.92
NK/PK	2.06	2.18	2.68	0.79	0.98	0.98	1.03	1.33	1.14	1.24
NK/D	-	149.00	330.00	15.22	19.76	29.94	13.33	-	-	-
Ffr/PK	0.09	0.12	0.19	0.11	0.10	0.15	0.10	0.10	0.05	0.05
F/NK	0.11	0.11	0.14	0.16	0.15	0.21	0.17	0.12	0.12	0.16
PKgr/PK+sz	18.50	11.45	7.79	14.28	11.70	15.74	23.14	17.04	93.00	14.10
Einstufung	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Saale	Saale	Saale	Saale	nicht möglich	nicht möglich	Weichsel

Probe	Streganz2	Streganz3	Streganz4	Teurow	Thyrow1	Thyrwein	ThyrWein2	Tomow1	Treppe	Wahrens1
Mbl.-nr.:	3748	3748	3748	3948	3745	3745	3745	3847	4049	3847
Hochwert	5785880	5785865	5785900	5773410	5791315	5791580	5791580	5776680	5755725	5775360
Rechtswert	5418090	5417910	5417960	5412060	4586010	4587650	4587650	5405470	5422205	5405130
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	unterer	unterer	unterer	oberer	oberer	oberer	oberer	oberer	unterer	unterer
Geschiebe >10 mm	62	73	94	147	106	201	33	107	42	57
Kleingeschiebe/ kg	45,2	47,1	57,7	n.b.	50,3	104,0	35,6	41,5	26,8	27,2
Karbonatgehalt	12,3%	9,6%	11,5%	n.b.	2,9%	4,2%	9,1%	10,4%	6,1%	16,3%
Kornverteilung: Ø in µm	1158	401	224	n.b.	335	380	417	270	170	160
Variationskoeffizient:	3,19	3,67	1,66	0	1,17	1,22	2,49	2,75	1,81	2,01
Kies	8,1%	3,4%	3,3%		2,2%	3,9%	4,4%	2,6%	1,7%	2,6%
Sand	44,6%	58,6%	58,9%		83,3%	75,5%	47,9%	50,9%	41,9%	42,9%
Grobsand	3,8%	4,8%	5,7%		9,9%	14,3%	8,7%	4,1%	4,8%	3,7%
Mittelsand	17,4%	23,1%	25,2%		45,2%	40,1%	24,4%	20,2%	18,6%	15,3%
Feinsand	23,4%	30,7%	28,0%		28,2%	21,1%	14,8%	26,6%	18,5%	23,9%
Schluff	43,1%	33,8%	33,6%		11,4%	19,2%	41,1%	37,0%	49,6%	44,3%
Ton	4,2%	4,2%	4,2%		3,1%	1,4%	6,6%	9,5%	6,8%	10,2%
Kleingeschiebe gesamt	1401	1273	1443	1455	603	598	712	1080	697	708
NK	33,3%	40,0%	39,1%	35,0%	41,5%	42,1%	38,2%	29,8%	37,6%	29,4%
PK gesamt	43,7%	37,2%	41,2%	22,9%	19,1%	14,0%	11,9%	36,4%	24,5%	45,3%
PK grau (Anteil an PK gesamt)	95,9%	93,2%	94,5%	95,2%	93,0%	95,2%	92,9%	91,3%	96,5%	94,7%
PK rot (Anteil an PK gesamt)	3,9%	6,8%	5,5%	4,8%	7,0%	4,8%	7,1%	7,6%	3,5%	4,7%
PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	1,0%	0,0%	0,6%
Dolomit	0,9%	0,2%	0,4%	0,0%	0,0%	0,2%	0,0%	0,2%	1,4%	0,8%
PS	1,2%	1,0%	1,2%	21,5%	1,8%	1,7%	0,6%	12,4%	0,3%	4,2%
F gesamt	6,1%	6,4%	5,4%	3,8%	5,5%	7,0%	7,2%	1,1%	5,0%	1,8%
F frisch (Anteil an F gesamt)	95,3%	67,1%	83,3%	23,6%	54,5%	47,6%	37,3%	50,0%	65,7%	76,9%
F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	4,7%	32,9%	16,7%	76,4%	45,5%	52,4%	62,7%	50,0%	34,3%	23,1%
MK	0,2%	1,0%	0,4%	1,3%	0,7%	0,7%	0,0%	0,9%	0,4%	3,2%
S gesamt	10,6%	9,6%	7,9%	11,8%	10,1%	10,2%	7,0%	15,1%	11,5%	10,6%
S grün (Anteil an S gesamt)	14,1%	9,0%	14,0%	7,6%	16,4%	3,3%	4,0%	31,9%	1,3%	9,3%
S rot (Anteil an S gesamt)	14,1%	12,3%	14,0%	14,5%	1,6%	11,5%	8,0%	9,2%	5,0%	16,0%
Q	3,7%	4,1%	4,1%	3,4%	20,1%	23,6%	34,7%	1,9%	10,9%	3,1%
So gesamt	0,3%	0,5%	0,3%	0,3%	1,3%	0,5%	0,4%	2,1%	8,3%	1,4%
So Tertiär+xy (Anteil an So gesamt)	0,0%	28,6%	25,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	21,7%	89,7%	10,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	22,1%	1,2%	4,1%	0,0%	0,2%	0,5%	1,4%	0,0%	8,6%	1,8%
NK/PS	27,41	39,15	33,18	0,00	0,00	25,20	68,00	2,40	131,00	6,93
NK/PK	0,76	1,08	0,95	-	-	3,00	3,20	0,82	1,53	0,65
NK/D	35,85	254,50	94,00	-	-	252,00	-	161,00	26,20	34,67
Ffr/PK	0,13	0,12	0,11	1,53	2,17	0,24	0,22	0,02	0,13	0,03
F/NK	0,18	0,16	0,14	0,04	0,16	0,17	0,19	0,04	0,13	0,06
PKgr/PK+sz	23,48	13,78	17,03	0,11	0,13	20,00	13,17	10,56	27,50	17,88
Einstufung	Saale	Saale	Saale	Weichsel	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	Weichsel	Saale?	Saale?

Probe	Wahrens2	Werbigr	Zehr1	Zehr2	Zesch1	Zesch2	Zesch3	Zesch4
Mtbl.-nr.:	3847	4045	3847	3847	3847	3847	3847	3847
Hochwert	5775530	5756125	5781800	5781170	5776400	5776790	5776790	5776790
Rechtswert	5405195	4581200	5399075	5399225	5399325	5399475	5399475	5399475
Zuordnung im Gelände oberer/ unterer Till	oberer	unterer	oberer	oberer	gerutscht	oberer	oberer	oberer
Geschiebe >10 mm	36	32	58	32	135	44	24	59
Kleingeschiebe/ kg	8,0	27,6	53,0	21,9	89,5	73,7	35,7	50,4
Karbonatgehalt	9,2%	13,3%	10,7%	5,4%	13,3%	7,6%	n.b.	5,6%
Kornverteilung: Ø in µm	186	186	250	620	193	345	n.b.	317
Variationskoeffizient:	1,47	1,78	1,66	3,99	2,18	1,45	0	1,64
Kies	0,6%	2,0%	3,9%	4,4%	11,8%	9,4%		1,8%
Sand	51,6%	49,7%	58,8%	61,4%	34,4%	70,8%		70,8%
	Grobsand	3,9%	6,8%	2,2%	6,3%	13,0%		10,4%
	Mittelsand	29,1%	26,1%	17,7%	12,9%	29,8%		32,3%
	Feinsand	18,6%	25,9%	41,5%	15,2%	28,0%		28,1%
Schluff	43,3%	43,5%	32,4%	33,3%	46,9%	17,0%		23,7%
Ton	4,5%	4,8%	4,9%	0,9%	6,9%	2,8%		3,7%
Kleingeschiebe gesamt	183	799	1379	634	1101	442	464	290
NK	38,8%	33,7%	39,9%	38,6%	40,9%	33,5%	38,1%	43,8%
PK gesamt	26,8%	42,2%	32,4%	35,8%	31,7%	33,3%	34,7%	26,2%
	PK grau (Anteil an PK gesamt)	93,9%	92,2%	93,4%	92,3%	94,6%	95,7%	94,7%
	PK rot (Anteil an PK gesamt)	6,1%	7,6%	6,6%	7,4%	5,4%	4,3%	5,3%
	PK schwarz (Anteil an PK gesamt)	0,0%	0,2%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%
Dolomit	1,1%	3,6%	2,0%	0,0%	2,1%	0,9%	1,5%	0,3%
PS	1,1%	0,5%	0,4%	1,7%	0,3%	0,9%	0,6%	1,7%
F gesamt	7,7%	3,1%	5,7%	6,0%	5,3%	6,3%	6,9%	6,9%
	F frisch (Anteil an F gesamt)	14,3%	74,7%	57,9%	46,6%	35,7%	56,3%	35,0%
	F verw.+abgerollt (Anteil an F gesamt)	85,7%	25,3%	42,1%	53,4%	64,3%	43,8%	65,0%
MK	2,7%	0,8%	2,6%	0,5%	1,5%	0,2%	0,9%	0,7%
S gesamt	13,7%	10,4%	10,4%	11,0%	10,4%	11,8%	12,9%	10,7%
	S grün (Anteil an S gesamt)	12,0%	16,7%	2,9%	7,0%	7,7%	16,7%	16,1%
	S rot (Anteil an S gesamt)	16,0%	12,5%	12,9%	15,8%	23,1%	21,7%	12,9%
Q	7,1%	5,3%	5,5%	6,0%	7,4%	12,2%	4,1%	8,3%
So gesamt	1,1%	0,5%	1,1%	0,3%	0,6%	0,9%	0,2%	1,4%
	So Tertiär+Xy (Anteil an So gesamt)	0,0%	13,3%	0,0%	0,0%	25,0%	0,0%	0,0%
Nb/Kleingeschiebe gesamt (%)	41,0%	7,4%	36,6%	1,1%	0,0%	13,3%	9,9%	8,3%
NK/PS	35,50	67,25	110,00	22,27	150,00	37,00	59,00	25,40
NK/PS	1,45	0,80	1,23	1,08	1,29	1,01	1,10	1,67
NK/D	35,50	9,28	20,37	-	19,57	37,00	25,29	127,00
Ffr/PS	0,04	0,04	0,13	0,10	0,08	0,07	0,11	0,09
F/NK	0,20	0,09	0,14	0,16	0,13	0,19	0,18	0,16
PKgr/PS+sz	15,33	18,82	11,77	14,13	11,93	17,38	22,00	18,00
Einstufung	nicht möglich	Saale	Saale	nicht möglich	Saale?	nicht möglich	Saale?	nicht möglich

6.3 Glühverluste und Karbonatgehalte der Pollenbohrungen Stülpe und Töpchin

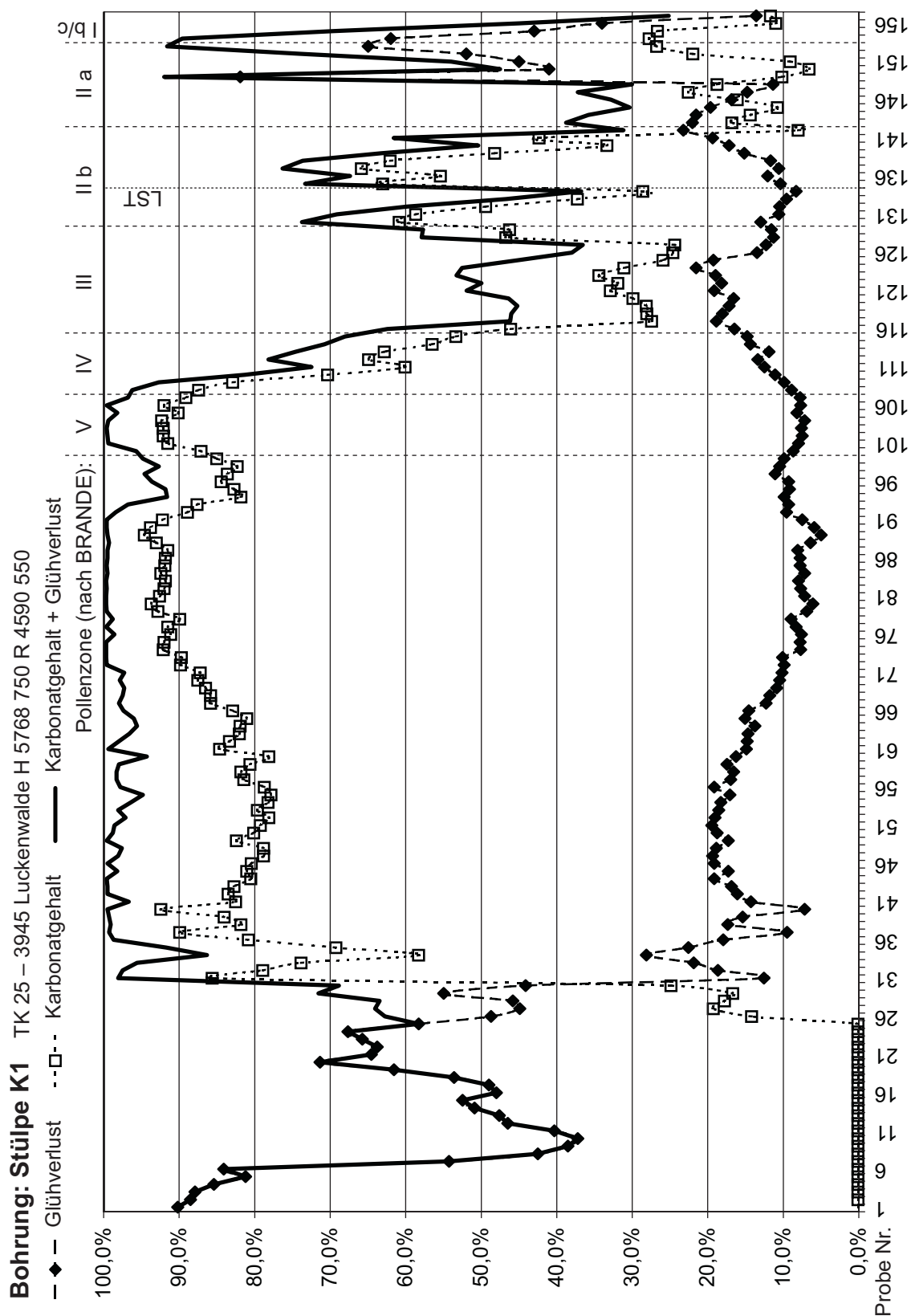


Abb. 136: Glühverlust und Karbonatgehalt Bohrung Stülpe K1

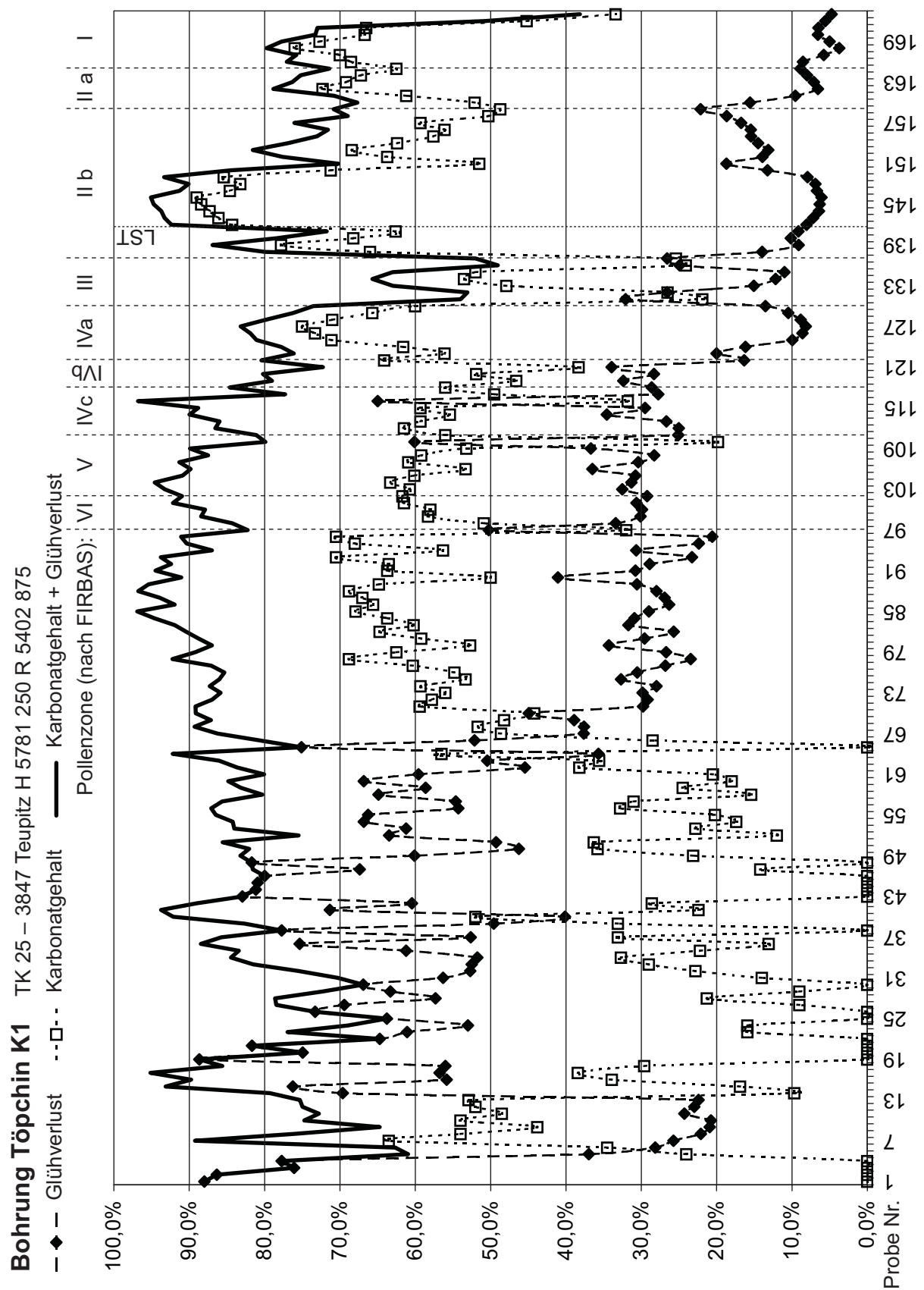


Abb. 137: Glühverlust und Karbonatgehalt Bohrung Töpchin K1

6.4 Ergebnisse ausgewählter Karbonatgehalt- und Korngrößenanalysen

Tab. 26: Ergebnisse ausgewählter Korngrößenanalysen aus glazifluvialen Sedimenten

Probe	UST 3 mS 200	UST 3 mS 230	UST 2 fS 180	UST 2 fS 80	UST 2 K 530	LUKWein fmS	LUKWein mgS
Aufschluss	Gastrasse Urstromtal	Gastrasse Urstromtal	Gastrasse Urstromtal	Gastrasse Urstromtal	Gastrasse Urstromtal	Kiesgrube Luckenwalde	Kiesgrube Luckenwalde
Entnahmetiefe in cm	200	230	180	80	ca. 450	ca. 500	ca. 550
Hochwert	5768 100	5768 100	5769 325	5769 325	5769 325	5773285	5773285
Rechtswert	5399 275	5399 275	5399 175	5399 175	5399 175	4578810	4578810
Karbonatgehalt in %	0	0	0	0	0	0	0
Arithmet. Mittel in μm	345	253	118	110	2566	150	375
Standardabweichung	0,48	0,61	0,40	0,44	1,41	1,04	0,56
Siebdurchgang in %							
< 6300 μm	100	100	100	100	83,5	100	100
< 2000 μm	100	100	100	100	59,0	100	99,9
< 630 μm	95,3	97,6	100	100	26,5	98,1	92,5
< 200 μm	11,9	44,0	96,8	98,9	4,7	79,1	12,5
< 63 μm	1,3	2,3	9,0	15,4	2,2	24,3	0,3
< 2 μm	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,2	n.b.

Tab. 27: Ergebnisse ausgewählter Karbonat- und Korngrößenanalysen aus glazilimnischen und glazifluviolimnischen Sedimenten

Probe	Glienton	Acha fSU 10	Acha fS 100	Acha fSU 200	Klausbohr 250	Klaus4 fS	Klaus4 fU - T
Aufschluss	Tongrube Glienick	Tongrube Klausdorf	Tongrube Klausdorf	Tongrube Klausdorf	Tongrube Klausdorf	Tongrube Klausdorf	Tongrube Klausdorf
Entnahmetiefe in cm	400	10	100	200	250	150	200
Hochwert	5790 610	5781 710	5781 710	5781 710	5781 700	5781 575	5781 575
Rechtswert	4594 230	4595 125	4595 125	4595 125	4595 595	4594 955	4594 955
Karbonatgehalt in %	15,2	0	0	0	9,4	0	12,5
Arithmet. Mittel in μm	4,1	42,82	81,76	62,4	40,7	83,6	23,9
Standardabweichung	0,73	0,50	0,47	0,43	0,80	0,67	0,89
Siebdurchgang in %							
< 2000 μm	100	100	100	100	100	100	100
< 630 μm	100	100	100	100	100	100	100
< 200 μm	100	100	99,8	100	100	96,3	100
< 63 μm	100	76,9	22,6	39,1	77,4	37,2	93,7
< 2 μm	26,3	3,2	0,75	0,82	3,1	0,67	2,5

Probe	Z2 fS 180	Z2 fSU 200	Z5 fU 160	EZ 1 mfU 560	EZ1 fU - T 860	EZ1 fSU 870	EZ6 U 500
Aufschluss	Zesch2	Zesch2	Zesch 5	Zesch Bohrung 1	Zesch Bohrung 1	Zesch Bohrung 1	Zesch Bohrung 6
Entnahmetiefe in cm	180	200	160	560	860	870	500
Hochwert	5776 400	5776 400	5776 400	5776 400	5776 400	5776 400	5776 370
Rechtswert	5399 325	5399 325	5399 325	5399 325	5399 325	5399 325	5399 330
Karbonatgehalt in %	2,5	5,3	12,3	7,1	8,5	1,8	1,8
Arithmet. Mittel in μm	136	65,6	24,1	29,0	42,7	71,3	33,2
Standardabweichung	0,26	0,65	0,71	0,79	0,84	0,39	0,61
Siebdurchgang in %							
< 2000 μm	100	100	100	100	100	100	100
< 630 μm	100	100	100	100	100	100	100
< 200 μm	99,0	98,2	100	100	100	99,9	100
< 63 μm	3,2	41,4	96,4	92,3	76,8	24,6	91,1
< 2 μm	n.b.	1,1	2,9	1,7	2,7	1,7	1,8
Probe	Neu 2 fS 110	Neu 2 gU 120	Neu 2 fS 140	Neu 2 mS 155	Neu 2 gU 165	Neu 2 gU 180	Neu 2 fS 188
Aufschluss	Neu 2	Neu 2	Neu 2	Neu 2	Neu 2	Neu 2	Neu 2
Entnahmetiefe in cm	110	120	140	155	165	180	188
Hochwert	5776 750	5776 750	5776 750	5776 750	5776 750	5776 750	5776 750
Rechtswert	5403 860	5403 860	5403 860	5403 860	5403 860	5403 860	5403 860
Karbonatgehalt in %	0,61	2,32	0,79	0,64	2,3	3,1	0,28
Arithmet. Mittel in μm	168	60,7	131	202	47,0	48,9	174
Standardabweichung	0,41	0,62	0,31	0,54	0,66	0,69	0,40
Siebdurchgang in %							
< 2000 μm	100	100	100	100	100	100	100
< 630 μm	100	100	100	99,7	100	100	100
< 200 μm	70,2	99,6	98,5	59,9	99,7	99,1	66,8
< 63 μm	4,5	53,4	5,0	2,8	74,6	74,9	3,1
< 2 μm	n.b.	1,9	n.b.	n.b.	1,7	1,9	n.b.

7 Quellennachweis

7.1 Kartenmaterial

Aktuelle Topographische Karten:

Tab. 28: Verwendete aktuelle Karten

Kartenwerke des Landes Brandenburg	verwendete Blätter
Topographische Karte 1:50.000 Ausgabe 1993 oder 1994	L3742; L3744; L3746; L3748; L3942; L3944; L3946; L3948; L3950; L4144; L4146; L4148;
Topographische Karte 1:25.000 Ausgabe 1992 bis 1995	3744; 3745; 3746; 3747; 3748; 3751; 3842; 3843; 3844; 3845; 3846; 3847; 3848; 3849; 3850; 3851; 3943; 3944; 3945; 3946; 3947; 3948; 3949; 3950; 3951; 4045; 4046; 4047; 4048; 4049; 4050
Topographische Karte 1:10.000 Ausgabe 1994 oder 1995	3846-NW; 3846-SW; 3847-SO; 3848-NW; 3848-NO; 3848-SW; 3848-SO; 3849-SW; 3849-SO; 3850-SW; 3850-SO; 3946-NO; 3946-SW; 3947-NW; 3947-NO; 3947-SO; 3948-NW; 3948-NO; 3948-SW; 3948-SO; 3949-NW; 3949-NO; 3949-SW; 3949-SO; 3950-NW; 3950-NO

Historische Karten:

Tab. 29: Verwendetes historisches Kartenmaterial

Kartenwerk	verwendete Blätter
Deckersches Kartenwerk 1:25.000 Ausgabe 1821	342; 343; 344; 345; 346; 375; 376; 377; 378
Preußisches Urmesstischblatt 1:25.000 Ausgabe 1841 bis 1847 ³	3746; 3747; 3846; 3847; 3848; 3849; 3945; 3946; 3947; 3948; 3949
Topographische Karte (Messtischblatt) von Preußen ³	3746; 3747; 3847; 3848; 3945; 3946; 3948

Geologische Karten:

Tab. 30: Verwendete geologische Karten

Kartenwerk	Blätter	Autoren	Ausgabe
Geologische Übersichtskarte der Umgegend von Berlin; 1:100.000		BERENDT, G.; DAMES, W. (Erläuterungen von BERENDT)	Berlin 1880
Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg; 1:300.000		LIPPSTREU, L.; HERMSDORF, N.; SONNTAG, A.	Potsdam 1997
Lithofazies- und Ressourcenkarte Quartär; 1:50.000	2268	LOHDE	
Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik – Karte der quartären Bildungen; 1:500.000		CEPEK, A.G. (Leitung und Redaktion); KLEMENTZ, H.; LIPPSTREU, L.; LOHDE, H.; ZIERMANN, H.; ZWIRNER, R.; HELLWIG, D.	Berlin 1973
Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; 1:25.000 ³	3745	BERENDT; GRUNER; LAUFER (Erläuterungen von BERENDT)	1882
	3746	BERENDT; BRAUNS (Erläuterungen von BERENDT)	1882
	3747	WAHNSCHAFTE	1883

³ Die Blattnummern der historischen Karten 1:25.000 wurden dem aktuellen Blattschnitt angepasst. Die historischen Blattnummern weichen davon ab.

Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten; 1:25.000	3748	LAUFER	1883
Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten; 1:25.000	3944	KEILHACK; SCHUCHT (Erläuterungen von SCHUCHT)	1923
	3945	SCHUCHT	1923
	3846	FLIEGEL; JENTZSCH (Erläuterungen von FLIEGEL)	1924
	3847	FLIEGEL	1924
	3848	FLIEGEL	1924
	4049	KEILHACK; MEYER; KAUNHOWEN	1923

Die Erläuterungen zu den Geologischen Karten werden auch im Literaturverzeichnis genannt.

7.2 Luftbildmaterial

Tab. 31: Verwendetes Luftbildmaterial

Luftbildserie	verwendete Blätter
Luftbildkarte 1:10.000 ; Ausgabe 1995; Befliegung Mai 1994	3848-SW; 3848-NO; 3848-NW; 3848-SO; 3849-SW; 3849-SO; 3850-SW; 3850-SO; 3948-NO; 3948-SW; 3949-SO; 3949-NW; 3949-NO; 3949-SW; 3950-NW; 3950-NO; 4049-NO; 4049-SO; 4049-NW
Brandenburg CIR 1991/92 Befliegung Mai 1992	0909-3/Bildstreifen 918: 474; 475; 476;477;478; 479; 480; 481; 482/Bildstreifen 919: 495; 496; 497; 498; 499; 500; 501; 502; 503; 504; 505; 506; 507

7.3 Literaturverzeichnis

- AG Boden (Hrsg., 1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – Hannover
- TGL 25232/ 01-05+6 (1980): Fachbereichsstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen, Zentrales Geologisches Institut. – Berlin
- Behre, K.-E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. – *Eiszeitalter und Gegenwart*. 17, S. 69-84, Hannover
- Behre, K.-E. (1989): Biostratigraphy of the last Glacial Period in Europe. – *Quaternary Science Reviews*. 8, S. 25-44
- Behrmann, W. (1949/ 1950): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. – *Die Erde*. 1, S. 93-122
- Benda, L. (Hrsg., 1995): Das Quartär Deutschlands. – Berlin, Stuttgart
- Berendt, G. (1880): Geognostische Beschreibung der Gegend von Berlin. Zugleich Erläuterung zu der Geologischen Übersichtskarte der Umgegend von Berlin 1:100.000. – Berlin
- Berendt, G.; Brauns, D. (1882): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Zossen (Erläuterungen von G. Berendt). – Berlin
- Berendt, G.; Gruner, H.; Laufer, E. (1882): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Trebbin (Erläuterungen von G. Berendt). – Berlin
- Best, J. L.; Bristow, C. S. (Hrsg., 1993): Braided rivers. – London
- Berglund, B. E.; Birks, H. J. B.; Ralska-Jasiewiczowa, M.; Wright, H. E. (Hrsg., 1996): Palaeoecological events during the last 15000 years - Regional Syntheses of Palaeoecological Studies of Lakes and Mires in Europe. – Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore
- Böse, M. (1997): Beobachtungen zu Eiskeilpseudomorphosen im Hangenden des Rixdorfer Horizontes in der Sandgrube Niederlehme. – Brandenburgische

- Böttner, L. (1999): Die jungquartäre Landschaftsentwicklung im Bereich der Talsandfläche von Märkisch-Buchholz. – Arbeitsberichte des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin. 37, Berlin
- Bramer, H.; Hendl, M.; Marcinek, J.; Nitz, B.; Buchholz, K.; Slobodda, S. (1991): Physische Geographie – Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. – Gotha
- Brauer, A.; Endres, Ch.; Negendank, J. F. W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. - Quaternary International. 61, S. 17-25
- Brodzikowski, K.; van Loon, A. J. (1991): Glacigenic Sediments. – Amsterdam, Oxford, New York, Tokio
- Brose, F.; Marcinek, J.; Präger, F. (1987): Neue Ergebnisse zur Urstromtalforschung und Entwicklung des Gewässernetzes im mitteleuropäischen Einflußbereich des nordischen Inlandeises. –Petermanns Geographische Mitteilungen. 131, S. 113-127
- Cepek, A. G. (1965): Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – Geologie. 14, S. 625-657
- Cepek, A. G. (1975): Zur geologisch-stratigraphischen Interpretation des "Rixdorfer Horizontes". Exkursionsführer zur Jubiläumstagung "100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen". – Exkursionsführer der GGW, S. 17-23. – Berlin
- Cepek, A. G.; Hellwig, D.; Nowel, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. 1, S. 43-83, Kleinmachnow
- Croot, D. G. (Hrsg., 1988): Glaciotectonics – Forms and processes. – Rotterdam, Brookfield
- de Boer, W.M. (1994): Zum Alter der Dünen im mittleren Baruther Urstromtal – Ergebnisse der Thermolumineszenz- und Radiokarbondatierungen. – Biologische Studien. 23, S. 4 - 10, Luckau

- de Boer, W. M. (1995): Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichseleiszeit. – Berliner Geographische Arbeiten. 84, Berlin
- de Boer, W. M. (1997): Entstehung und Geomorphologie des Unterspreewaldes (Literaturauswertung). – Biologische Studien. 26, S. 3-10, Luckau
- Dietrich, W. O. (1932): Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. –Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 84, S. 193-221
- Drewry, D. (1986): Glacial Geologic Processes. – London
- Ehlers, J. (Hrsg., 1983): Glacial Deposits in North-West Europe. – Rotterdam
- Ehlers, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – Stuttgart
- Feldmann, L.; Meyer, K.-D. (Hrsg., 1998): Quartär in Niedersachsen - Exkursionsführer zur Jubiläums-Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung in Hannover. – Hannover
- Fliegel, G. (1924a): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Wendisch-Buchholz. – Berlin
- Fliegel, G. (1924b): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Teupitz. – Berlin
- Fliegel, G.; Jentsch, A. (1924): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Sperenberg (Erläuterungen von F. Fliegel). – Berlin
- Fontane, Th. (1882): Wanderungen durch die Mark Brandenburg – Vierter Band Spreeland. – München, 1991
- French, H. M. (1996): The Periglacial Environment. – Harlow
- Friedmann, G. M.; Sanders J. E. (1978): Principles of Sedimentology. – New York, Chichester, Brisbane, Toronto
- Füchtbauer, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II. – Stuttgart
- Gärtner, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des westlichen Barnim. –

Berliner Geographische Arbeiten. 77, Berlin

Gellert, J. F. (Hrsg., 1965): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – Berlin

Genieser, K. (1955): Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. – Geologie. 4, S. 223-279

Genieser, K.; Mielecke, W. (1957): Die Elbekiese auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin. – Ber. Geol. Ges. DDR. 2, S. 242-263

Genieser, K.; Diener, I. (1958): Versuch einer Altersdeutung der vor- bis früheiszeitlichen Elbeläufe auf Grund neuerer Forschungsergebnisse. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math. nat. wiss. Reihe. 6, S. 477-487

Girard, H. (1855): Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel geologisch dargestellt. – Berlin

Gripp, K. (1924): Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. – Mitt. Geographischen Gesellschaft Hamburg. 36, S. 159-245

Hannemann, M. (1966): Neue Ergebnisse zur Reliefgestaltung, Stratigraphie und glazigenen Dynamik des Pleistozäns in Ostbrandenburg – Dissertation Fachbereich Geographie der Math. nat. wiss. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin

Hannemann, M. (1995): Über Intensität und Verbreitung glazigener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und im Tertiär Brandenburgs. – Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge. 1, S. 51-59, Kleinmachnow

Hellwig, D.; Lippstreu, L.; Ziermann, H.; Zwirner, R. (1975): Beziehungen zwischen rezenter Morphologie und größeren Tiefenlagen weichselkaltzeitlicher Ablagerungen im Randbereich des Brandenburger Stadiums. – Wiss. Zeitschr. Der EMA-Universität Greifswald, Math. - nat. Reihe. 3/4, S. 189-197

Helpap, O. (1935): Zur Morphologie der Niederlausitz. – Berlin

Hermisdorf, N. (1995): Zur quartären Schichtenfolge des Teltow-Plateaus. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. 1, S. 27-37, Kleinmachnow

- Hesemann, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – Krefeld
- Hucke, K. (1922): Geologie von Brandenburg. – Stuttgart
- Hucke, K.; Voigt, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentär geschiebe). – Oldenzaal
- Keilhack, K. (1898): Die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes und ihre Entstehung. – Geographische Zeitschrift. 4, S. 481-508, Leipzig
- Keilhack, K. (1899): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. – Jahrbuch der Königlichen Preußischen Geologischen Landesanstalt, S. 90-152, Berlin
- Keilhack, K.; Hess von Wichdorff, H. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Treuenbrietzen (Erläuterungen von H. Hess von Wichdorf). – Berlin
- Keilhack, K.; Meyer, E.; Kaunhowen, F. (1916): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Lübben. – Berlin
- Keilhack, K.; Schucht, F. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Zinna (Erläuterungen von F. Schucht). – Berlin
- Korn, J.; Udluft, H. (1928): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Werben. – Berlin
- Kozarski, S. (1966): Die glazialen Abflußverhältnisse im westlichen Teil des Notec-Warta Urstromtales. – Wiss. Zeitschr. Der EMA-Universität Greifswald, Math. - nat. Reihe. 15,
- Kozarski, S. (1975): Oriented Kettle holes in outwash plains. – Quaestiones Geographicae. 2, S. 99-112, Poznań
- Kozarski, S. (1983): River channel changes in the middle reach of the Wartha Valley, Great Polish Lowland. – Quarternary Studies in Poland. 4, S. 159-169, Warszawa, Poznań
- Kozarski, S.; Rotnicki, K. (1977): Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. – Quaestiones

- Laufer, E. (1883): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten – Blatt Friedersdorf. – Berlin
- Lembke, H. (1936): Von der "Urspre" zum heutigen Spreelauf. Festschrift für Norbert Krebs zum 60. Geburtstag. S. 140-145, Stuttgart
- Lembke, H. (1939a): Morphologische Probleme in der Mark Brandenburg. – Zeitschrift für Erdkunde. 7, S. 523-528, Frankfurt/ M.
- Lembke, H. (1939b): Das Alter der norddeutschen Binnendünen. – Sonderabdruck. Deutsche Geographische Blätter. 42, Bremen
- Lembke, H. (1940): Erdaufbau, Blatt Lübben. – Deine Deutsche Heimat, Erläuterungen und Deckblätter zur Karte des Deutschen Reiches 1:100.000 des Reichsamtes für Landesaufnahme
- Lembke, H.; Altermann, M.; Markuse, G.; Nitz, B. (1970): Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels. – Petermanns Geographische Mitteilungen. *Ergänzungsheft* 274, S. 213-268, Gotha, Leipzig
- Liebetrau, U. (1971): Die Entwicklung der Abflußverhältnisse im Jungmoränengebiet zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal in den Bezirken Frankfurt/O. und Cottbus – Diss. Fachbereich Geographie der Math. – nat.wiss. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin
- Liedtke, H. (1956/57): Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Toruń-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math. – nat. wiss. Reihe. 6, S. 3-49, Berlin
- Liedtke, H. (1960): Geologischer Aufbau und geomorphologische Gestaltung im Fläming. – Berichte zur deutschen Landeskunde. 26, S. 45-81
- Liedtke, H. (1962): Glaziale Urstromtäler und Eisrandlagen am Südrande der nordischen Vereisung. – Verhandl. 33 dt. Geographentag Köln 1961, S. 385-392, Wiesbaden
- Liedtke, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Bonn, Bad

Godesberg

- Liedtke, H.; Marcinek, J. (Hrsg., 1994): Physische Geographie Deutschlands. – Gotha
- Lippstreu, L.; Hermsdorf, N.; Sonntag, A. (1997): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300.000 - Erläuterungen. – Potsdam
- Lippstreu, L.; Hermsdorf, N.; Sonntag, A.; Thieke, H. U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. 1, S. 15-35, Kleinmachnow
- Litt, Th.; Stebich, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. – Quaternary International. 61, S. 5-16
- Louis, H.; Fischer, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. – Berlin, New York
- Lüttig, G. (1958a): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – Geologisches Jahrbuch. 75, S. 361-418, Hannover
- Lüttig, G. (1958b): Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel – eine nomenklatorische Betrachtung. – Geologisches Jahrbuch. 76, S. 235-260, Hannover
- Lüttig, G. (1999): Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart. 49, S. 144-163, Stuttgart
- Marcinek, J. (1961a): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neiße und Fiener Bruch (ein Beitrag zur Urstromtaltheorie). – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math. – nat. wiss. Reihe. 10, S. 13-46, Berlin
- Marcinek, J. (1961b): Die großen Urstromtäler im Jungmoränengebiet westlich der Neiße und Oder. – Geologie. 4/5, S. 435-441
- Marcinek, J. (1968): Entwicklungsphasen eines Gewässernetzes, Das Flußnetz im Nordostraum der DDR. – Wissenschaft und Fortschritt. 10
- Marcinek, J. (1969): Das Havel-Spree-Einzugsgebiet zwischen dem Nördlichen und

- dem Südlichen Landrücken. – Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der Deutschen Demokratischen Republik, Berlin - Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. S. 85-112, Gotha, Leipzig
- Marcinek, J. (1975): Zur Entwicklung des Gewässernetzes im Raum der Deutschen Demokratischen Republik. – Geographische Berichte. S. 192-214, Gotha, Leipzig
- Marcinek, J. (1978): Phasen der Gewässernetz- und Reliefentwicklung im Jungmoränengebiet der DDR. – Wiss. Zeitschr. der EMA-Universität Greifswald, Math. – nat. Reihe. 27
- Marcinek, J.; Nitz, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik (Leitlinien seiner Oberflächengestaltung). – Gotha, Leipzig
- Maudrei, F. (1968): Geomorphologische, stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Pleistozän des Niederen Fläming. – Diss. Fachbereich Geographie der Math. - nat.wiss. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin
- Möhrcke, M. (1989): Beiträge zu Problemen jungquartärer Talgenese im Dahme-Einzugsgebiet oberhalb Märkisch-Buchholz – Eine Untersuchung zur Landschafts- und Gewässerentwicklung im Übergangsbereich zwischen Alt- und Jungmoränenland im Tiefland der DDR - Dissertation Fachbereich Geographie der Math. nat. wiss. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin
- Mol, J. (1997): Fluvial response to climate variations. The Last Glaciation in eastern Germany. – PhD Thesis Vrije Universiteit Amsterdam. – Amsterdam
- Nitz, B. (1966): Zur Frage des Vorkommens windgeschliffener Geschiebe zwischen Fläming und Pommerscher Eisrandlage. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math. nat. wiss. Reihe. 3, S. 455-473, Berlin
- Nitz, B. (1969): Exkursion 18 – Geomorphologische Verhältnisse im Bereich der Brandenburger Eisrandlage bei Teupitz und Baruth. – Berlin - Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. S. 147-152, Gotha, Leipzig
- Nitz, B. (1981): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland. –

- Petermanns Geographische Mitteilungen. 2, S. 133-142, Gotha, Leipzig
- Nitz, B.; Naß, A. (Hrsg., 1997): Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa. – Berliner Geographische Arbeiten. 84, Berlin
- Nowaczyk, B. (2000): Zagłębienia po pingo w stożku napływowym Pstraga w Pradolinie Głogowsko-Baruckiej. – Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku – V Zjazd Geomorfologów Polskich. S. 87-89, Toruń
- Pavlovskaya, I. E. (2000): Plejstocieńskie pingo na Białorusi. – Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku – V Zjazd Geomorfologów Polskich. S. 94-95, Toruń
- Piotrowski, J. A. (1992): Was ist ein Till?. – Die Geowissenschaften. 4, S. 100-108, Weinheim
- Poppschötz, R. (1999): Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage zwischen Oberspreewald und Schielochsee. – Diplomarbeit am Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin
- Reineck, H.-E.; Singh, I. B. (1986): Depositional Sedimentary Environments – With Reference To Terrigenous Clastics. – Berlin, Heidelberg, New York
- Scheffer, F.; Schachtschabel, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. – Stuttgart
- Schlaak, N. (1992): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Dissertation Fachbereich Geographie der Math. nat. wiss. Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin. – Berlin
- Schlaak, N. (1993): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – Berliner Geographische Arbeiten. 76, Berlin
- Scholz, E. (1958): Das Brandenburger Stadium zwischen Nuthe und Oder/Neiße. – Dissertation Pädagogische Hochschule Potsdam. – Potsdam
- Schroeder, J. H. (Hrsg., 1997): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 4: Potsdam und Umgebung. – Berlin
- Schroeder, J. H.; Nowel, W. (Hrsg., 1995): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 3: Lübbenau – Calau. – Berlin

- Schucht, F. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten – Blatt Luckenwalde. – Berlin
- Schulz, I.; Strahl, J. (1997): Geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen im Raum Drahendorf südöstlich Fürstenwalde – Ein Beitrag zur Klärung der spät- und postglazialen Entwicklung des Gerinnebettmusters der Spree. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. 2, S. 53-63, Kleinmachnow
- Selley, R. C. (1982): An Introduction to Sedimentology. – London
- Smed, P. (1998): Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) – Glaziologische Gesichtspunkte. – Eiszeitalter und Gegenwart. 48, S. 1-18, Stuttgart
- Smed, P.; Ehlers J. (1994): Steine aus dem Norden. – Berlin, Stuttgart
- Solger, F. (1907): Zur Morphologie des Baruther Haupttales in seinem brandenburgischen Anteil. – Archiv d. Brandenburgia. 12, S. 165-192, Berlin
- Stackebrandt, W.; Ehmke, G.; Manhenke, V. (Hrsg., 1997): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – Kleinmachnow
- Succow, M.; Jeschke, L. (1990): Moore in der Landschaft. – Leipzig, Jena, Berlin
- Tietze, O. (1911): Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und der Os von Kalke. – Jb. der preußischen geologischen Landesanstalt. 32, S. 160-181, Berlin
- Tietze, O. (1914): Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen. – Jb. der preußischen geologischen Landesanstalt. 35, S. 390-408, Berlin
- Tietze, O. (1917): Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. – Geologische Rundschau. 7, S. 110-122
- Troll, C. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. – Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 24, Stuttgart
- van der Meer, J. J. M. (Hrsg., 1987): Tills and Glaciotectonics. – Rotterdam, Boston
- Wahnschaffe, F. (1883): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten – Blatt Mittenwalde. – Berlin

- Wahnschaffe, F. (1909): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.
– Stuttgart
- Wahnschaffe, F. (1924): Geologische Landschaftsformen in Norddeutschland. –
Stuttgart
- Walther, M. (1990): Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen
Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). – Berliner
Geographische Abhandlungen. 52, Berlin
- Weise, O. R. (1983): Das Periglazial. – Berlin
- Weiß, R. (1966): Die Entstehung der Großformen des Elbhaveiwinkels. – Wiss. Z.
Päd. Hochschule Potsdam, Mat.-Nat. R. 1, S. 45-33, Potsdam
- Weiß, R. (1995): Die Potsdamer Glaziallandschaft – glazigene Sedimente und
glaziäre Baustile. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. 1, S.
13-26, Kleinmachnow
- Woldstedt, P. (1925): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. – Zeitschrift
der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 77, S. 172-184, Berlin
- Woldstedt, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in
Norddeutschland. – Sitz.-Ber. der preußischen geologischen Landesanstalt. 2,
S. 115-119, Berlin
- Wunderlich, E. (1917): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.
Das Gebiet zwischen Elbe und Oder. – Geographische Abhandlungen. 3,
Berlin, Leipzig
- Zandstra, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. – Leiden, New York,
Kopenhagen, Köln
- Zandstra, J. G. (1999): Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten. –
Leiden

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name, Vorname	Juschus, Olaf
Geburtsdatum, -ort	07.12. 1968, Salzwedel
Familienstand	ledig
wohnhaft	seit 1979 in Henningen, Altmarkkreis Salzwedel (seit 1990 Nebenwohnsitz in Berlin)

Ausbildung und beruflicher Werdegang:

- September 1975 bis August 1985: Besuch der Polytechnischen Oberschule Henningen
- September 1985 bis August 1987: Besuch der Erweiterten Oberschule „Jahnschule“ in Salzwedel – Abitur
- September 1987 bis August 1990: Wehrdienst in Zittau
- September 1990 bis September 1995: Studium der Geographie an der Humboldt-Universität zu Berlin, Nebenfächer Biologie und Chemie – Diplom zum Thema: „Das Oderiner Becken – Spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage südlich von Halbe“
- seit November 1995: Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin, Abteilung Physische Geographie, Lehrstuhl Geomorphologie, Bodengeographie und Quartärforschung

Mitarbeit im DFG-Schwerpunktprogramm „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre – Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“

Thema des Teilprojektes: „Die spätglazial-frühholozäne Entwicklung des Gewässernetzes im Jungmoränenland nördlich des Baruther Urstromtales zwischen Spree und Nuthe“

Liste der Veröffentlichungen und Vorträge

Artikel:

Juschus, O. (1997): Quartärgeomorphologische Untersuchungen im Oderiner Becken. - In: Nitz, B.; Naß, A. (Hrsg., 1997): Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa. – Berliner Geographische Arbeiten, 84, S. 89–112, Berlin

Juschus, O. (1997): Das Oderiner Becken - Spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage südlich von Berlin. - In: Stuttgarter Geographische Studien, 126, S. 78–92, Stuttgart

Błaszkiwicz M.; Juschus O. (1999): Late-glacial and Early-Holocene Development of the Spree River Valley at the Back of the Brandenburg Phase (Unterspreewald - Germany). - In: Quaternary Studies in Poland – Special issue 1999, S. 249–252, Poznań

Błaszkiwicz M.; Juschus O.; Krzywińska, J. (2000): Zagadnienie występowania fauny morskiej nad dolną Wisłą - In: Dawne i Współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części polski północnej/ V Zjazd Geomorfologów Polskich Toruń, 11-14 września 2000 r./ Przewodnik wycieczek terenowych, 2000, S. 119–125, Toruń, (Zum Problem des Vorkommens von Meeresfauna an der unteren Weichsel)

Vorträge:

Juschus, O. (1996): Das Oderiner Becken – Spätpleistozäne und holozäne Landschaftsentwicklung im Bereich der Brandenburger Eisrandlage südlich von Berlin - Vortrag gehalten auf der 22. Tagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie in Stuttgart

Juschus, O. (1999): Zur Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Baruth und Luckenwalde – Vortrag gehalten auf der 66. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Salzwedel

Berlin – 21.12.2000

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorgelegte Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst und andere als die angegebenen Hilfsmittel nicht benutzt habe.

Ich erkläre, dass ich die Arbeit erstmalig und nur an der Humboldt-Universität zu Berlin eingereicht habe und keinen entsprechenden Doktorgrad besitze.

Der Inhalt der dem Verfahren zugrunde liegenden Promotionsordnung ist mir bekannt.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Olaf Jerschke', written in a cursive style.

Unterschrift